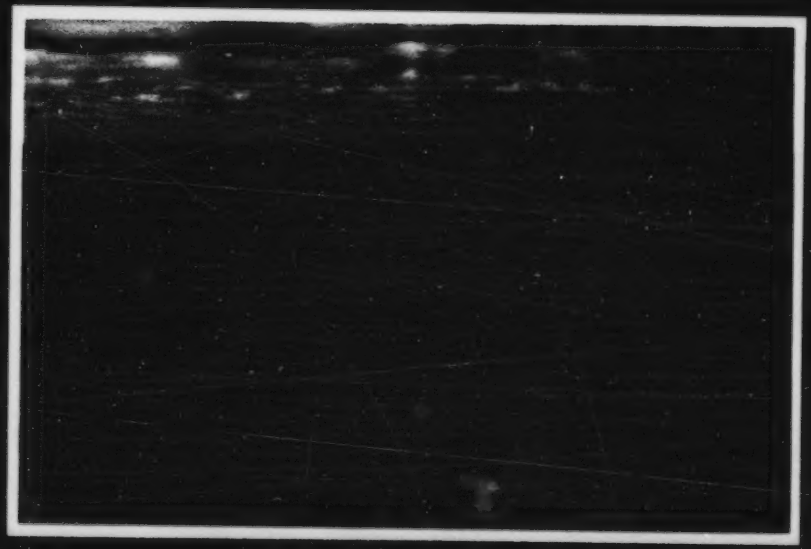
Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie

(Territoire du Nouveau Québec)

Michel A. Bouchard

MM 83-03



1986

Québec

88-03614/

Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie

(Territoire – du – Nouveau – Québec)

Michel A. Bouchard

MM 83–03

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Éditeur
C. Dubé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Page couverture: Exemple de moraine de Rogen

Dépôt légal – 4e trimestre 1986
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN: 2-550-10350-5
© Gouvernement du Québec, 1986

RÉSUMÉ

La région de Témiscamie couvre une superficie d'environ 4000 km² et est localisée au nord-est du lac Mistassini, dans la partie centrale du Québec. Les dépôts meubles y sont constitués principalement de till surmonté de sédiments stratifiés de contact glaciaire et de dépôts proglaciaires dont une partie, associé à des lignes de plage émergées, s'est accumulée dans l'ancien lac glaciaire Ojibway. Les sédiments récents sont représentés par les alluvions, la tourbe et la boue organique déposée au fond des lacs.

Le till est le matériau qui compose la moraine de fond à surface fuselée, les moraines de Rogen, les moraines à buttes et dépressions et certaines moraines mineures non différenciées. Trois faciès ont été reconnus: le till de fond, le till d'ablation et le till de fusion. Ils se distinguent les uns des autres par leurs propriétés texturales et structurales, par leurs caractéristiques lithologiques et par la morphologie des dépôts (p. ex. la distribution du till de fusion correspond partiellement à celle des moraines de Rogen).

L'identification des différents faciès de till et la cartographie des champs de blocs sont des outils importants pour l'exploration minérale qui se base sur la distribution des dépôts meubles.

Les moraines de Rogen, qui recouvrent une grande partie des boucliers canadien et scandinave, se sont formées sous la glace en retrait, à quelques kilomètres au moins à l'intérieur du front glaciaire. Elles sont le résultat d'une obstruction à l'écoulement glaciaire dans la zone submarginale du glacier, phénomène qui a provoqué la formation de plans de cisaillement et l'empilement de tranches de débris basaux dans les dépôts périphériques. Dans la plupart des cas, ces bandes lenticulaires de till sont associées à des amas de glace stagnante.

L'âge de la dernière déglaciation de la région de Témiscamie varie entre 7400 et 6600 ans A.A (avant aujourd'hui), tel que déduit à partir de l'histoire du lac glaciaire Ojibway (7400 A.A.) ou mesuré par datation au radiocarbone sur des dépôts de fond de lac (6600 A.A.). Le lac glaciaire Mattawaskin a succédé au lac Ojibway dans les bassins actuels des lacs Mistassini et Albanel. Ses eaux ont recouvert la partie sud-ouest de la région jusqu'à une altitude de 398,3 m. Ce niveau s'est par la suite abaissé à un rythme exponentiel en même temps que s'effectuait le relèvement glacio-isostatique du terrain.

Table des matières

Page

GÉNÉRALITÉS 1
- Accès 2
- Méthodologie 2
- Travaux antérieurs 3
- Remerciements 4

GÉOLOGIE DE LA ROCHE DE FOND 5
- Province du Supérieur 5
- Sous-province de Mistassini 6
  - Groupe de Mistassini 6
  - Groupe d'Otish 6
- Province de Grenville 7
- Dispersion glaciaire 7

PHYSIOGRAPHIE, CLIMAT ET FLORE 9
- Zones physiographiques 10
  - Massif de Tichégamie 10
  - Secteur au sud du massif de Tichégamie 11
  - Mont Takwa 11
  - Basses Terres de Mistassini 11
  - Plateau de Kallio 11
  - Massif de Béthoulat 11
  - Monts Témiscamie 11
- Bassins de drainage 11
- Pédologie 12
- Climat 12
- Flore 13

GÉOLOGIE DES DÉPÔTS MEUBLES 15
- Stratigraphie 16
  - Dépôts non différenciés: till 16
  - Dépôts fluvio-glaciaires 18
    - Sédiments juxtaglaciaires 18
    - Sédiments proglaciaires 18
  - Dépôts glacio-lacustres 19
  - Dépôts post-glaciaires 20
    - Alluvions 20
    - Tourbe 20
    - Sédiments lacustres récents 20

Morphologie des terrains glaciaires 20
Formes d'érosion de la roche de fond 20
Stries 21
Cannelures 22
Broutures 22
Roches fuselées 22
Collines en « crags and tails » 23
Formes d'érosion, de moulage ou de sédimentation du till 24
Description des terrains morainiques 24
Moraines de fond et moraines de fond à surface fuselée 25
Morphologie 25
Drumlinoïdes 25
Drumlins 25
Arêtes et sillons 25
Composition et structure interne 27
Puits d'observation 27
Coupes 28
Moraines de Rogen 29
Dimension et forme des champs 30
Localisation 31
Morphologie des crêtes morainiques 31
Linéations de surface 33
Relations de contact avec d'autres types de moraines 33
Moraines de Rogen vs grands drumlinoïdes 33
Moraines de Rogen vs champs de drumlins elliptiques 35
Moraines de Rogen vs moraines à buttes et dépressions 35
Champs de blocs et moraines de Rogen 35
Composition et structure interne 38
Puits d'observation 38
Coupes 40
Structure interne 41
Composition 41
Origine des moraines de Rogen 46
Zones de transition 47
Implications de l'hypothèse de formation 47
Moraines mineures non différenciées 47
Morphologie 48
Moraine du lac à l'Huile 48
Moraine du lac Roxane 49
Autre exemple 50
Composition et structure interne 50
Puits d'observation 50
Coupes 50
Moraines à buttes et dépressions 50
Morphologie 51

Composition et structure interne 52
Puits d'observation 52
Coupes 52
Caractéristiques des tills 53
Méthode d'identification 53
Diagrammes comparatifs 54
Lithologie des clastes 56
Secteur des lacs Marcil et Ouellet 56
Secteur du lac Pépeshquasati 57
Eskers 57
Réseaux anastomosés 57
Eskers et vallées 57
Composition et structure interne 57
Chenaux d'eau de fonte 59
Chenaux perchés 59
Chenaux en série 59
Chenaux majeurs 62
Formes de plages émergées 62
Escarpements de plage 62
Crêtes de plage 63
Interprétation statistique 65
Origine des crêtes émergées 66
Cordons dunaires 67
Profil littoral des lacs Mistassini et Albanel 67
Course libre du vent 67
Nature du rivage 68
Sédiments proglaciaires 69
Vallée de la Pépeshquasati 70
Vallées de la Takwa et de la Chéno 71
Vallées de la Témiscamie et de la Tournemine 71

GÉOLOGIE HISTORIQUE 73
Événements sous-glaciaires 73
Événements proglaciaires: la déglaciation 74
Phase I 75
Phase II 75
Phase III 75
Phase IV 75
Phase V 75
Phase terminale 76
Âge de la déglaciation 76

BIBLIOGRAPHIE 77

ANNEXES :

A – Description des coupes exposant les sédiments proglaciaires 83
B – Analyse de la distribution granulométrique de la matrice des tills 87
C – Analyse statistique de l'orientation du grand axe des cailloux dans les tills 89

HORS-TEXTE

FIGURE 53 – Phases de déglaciation de la région de Témiscamie

Généralités

Ce rapport présente les résultats d'une étude détaillée portant sur la géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie. La région, couvrant environ 4000 km^2 de superficie, est localisée dans la partie centrale de la province de Québec; elle forme un quadrilatère qui s'étend vers le nord à partir des lacs Mistassini et Albanel (figure 1). Nous avons entrepris l'étude de ce territoire en 1974 par une cartographie systématique des feuillets SNRC 32 P/7, 32 P/9 et 32 P/10; celle-ci s'est poursuivie en 1975 avec la cartographie du feuillet 32 P/8 et l'échantillonnage plus élaboré des différentes unités de sédiments. Les travaux ont été complétés durant les étés de 1977 (cartographie d'une partie du feuillet 32 P/2), 1978 et 1979. Au cours de ces trois dernières années, des levés plus détaillés portant sur certains aspects de la géologie glaciaire ont été effectués.

Ce document est tiré d'une thèse de doctorat (Bouchard, 1980) présentée à l'Université McGill et dont le texte en anglais a été modifié, condensé et traduit.

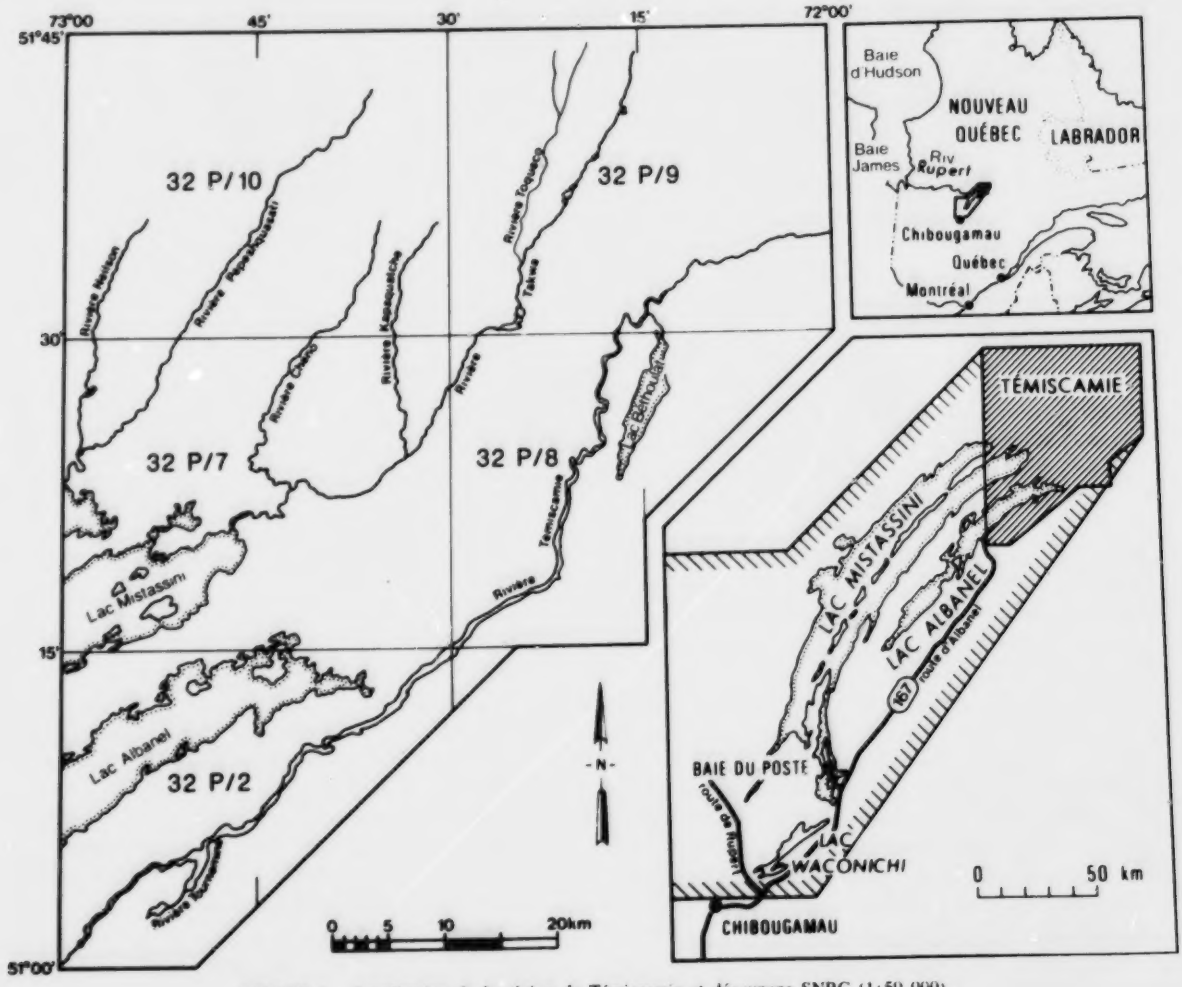


FIGURE 1 – Localisation de la région de Témiscamie et découpage SNRC (1:50 000).

Accès

La région de Témiscamie est située à environ 200 km au nord de Chibougamau, localité qui représente l'agglomération urbaine la plus proche (figure 1). La route gravelée no 167, communément appelée route d'Albanel, relie la ville de Chibougamau à l'extrémité sud du territoire cartographié.

À l'intérieur de la région, l'accès n'est possible que par voie aérienne ou navigable. La plupart des rivières importantes sont canotables avec des degrés de difficultés variables suivant les parcours et les saisons. La rivière Témiscamie est une voie d'accès majeure; le canotage y est aisé et on peut y accéder directement à partir de la route d'Albanel, là où elle est enjambée par celle-ci (latitude 51°00'). Pour ce qui est des rivières Pépeshquasati et Takwa, affluents du lac Mistassini, le canotage y est ardu, dangereux, voire impossible à la période d'étiage. Les rives des lacs Albanel et Mistassini sont accessibles par canot.

Nous avons utilisé plus couramment le mode de transport aérien pour les levés. Une base d'hydravions se trouve sur la rivière Témiscamie à l'extrémité sud de la région. On peut également utiliser directement la voie aérienne à partir de Chibougamau. Compte tenu du type d'avion disponible et des distances minimales requises pour l'amerrissage et le déjaugeage, ce mode de transport nous a permis d'accéder à une trentaine de lacs, à partir desquels les déplacements se sont effectués à pied ou en canot.

Méthodologie

La cartographie des dépôts meubles de la région s'appuie sur l'interprétation des photographies aériennes, vérifiée et détaillée par des observations sur le terrain. La région est entièrement couverte par des photographies à l'échelle 1:15 840 et 1:63 360; l'échelle 1:31 680 n'est disponible que pour la moitié nord du territoire. Les unités cartographiées ont été reportées sur fond de carte au 1:50 000.

À partir d'un camp de base aménagé sur les rives du lac Albanel en 1974, puis déménagé en bordure de la rivière Témiscamie en 1975, des camps volants d'une durée de deux à sept jours ont été établis à différents sites accessibles de la région. Sur ces sites, le travail d'observation a consisté en une description systématique des sédiments meubles. D'une part, la plupart des coupes naturelles de la région ont été décrites le long des principaux cours d'eau, là où sont exposés des sédiments fluvio-glaciaires, glacio-lacustres et des sédiments alluviaux post-glaciaires (voir annexe A). D'autre part, des puits d'observation ont été creusés pour étudier le till qui est rarement exposé en coupe; il s'agit d'excavations creusées à la pelle, d'environ 1 m × 1 m de superficie et de 0,5 à 1,5 m de profondeur. Le long de la route d'Albanel, le till a été observé en coupes.

Les descriptions du till incluent l'étude des propriétés de masse (couleur, compacité, etc.), des propriétés texturales (distribution granulométrique, etc.), des propriétés structurales (fissilité, pseudo-litage, orientation du grand axe des cailloux) et, enfin, des propriétés de composition (lithologie des clastes et des grains de diamètre de 2 à 4 mm).

Les descriptions des coupes et des excavations ont été faites par quatre observateurs différents. Conséquemment, nous avons dû standardiser l'information de la façon suivante:

- la couleur est donnée en référence au code Munsell et s'applique au sédiment à l'état sec;
- la compacité est évaluée qualitativement selon la consistance du matériel sédimenté; elle est en quelque sorte une mesure de l'effort requis pour pratiquer l'excavation. Pour les coupes de la route d'Albanel, la « compacité » du till a été évaluée à l'aide d'un pénétromètre de type Soiltest (modèle CL-700), chacune des données représentant une moyenne de 20 essais (10 à l'horizontale et 10 à la verticale);
- le contenu en clastes (particules de taille supérieure à 4 mm) a été estimé visuellement à partir des chartes de comparaison de Terry & Chilingar (1955);
- l'orientation du grand axe des cailloux a été mesurée à une douzaine de sites par des méthodes standards dans un but essentiellement descriptif.

Les travaux complémentaires, effectués en laboratoire essentiellement sur les échantillons de till, sont les suivants:

- analyse de la distribution granulométrique des échantillons;
- évaluation statistique des mesures d'orientation du grand axe des cailloux dans le till;
- identification des lithologies présentes dans certaines classes granulométriques.

Les analyses de distribution granulométrique ont été faites par tamisage et hydrométrie. L'échelle granulométrique de Wentworth a été utilisée. Ces analyses d'échantillons de till n'ont porté que sur la matrice, c.à.d. sur les particules de diamètre inférieur à 4 mm. Un des paramètres statistiques que nous avons utilisé est l'indice graphique du tri (σ G) dont on trouvera la définition dans Folk & Ward (1957). Cet indice a été mesuré à partir des courbes de distribution granulométrique portées sur papier à l'échelle de probabilité. Les résultats de ces analyses paraissent à l'annexe B.

Pour ce qui est de l'analyse statistique de l'orientation du grand axe des cailloux dans le till, nous avons utilisé la méthode vectorielle de Curray (1956). Pour ce faire, nous avons procédé aux calculs suivants: le vecteur résultant (grandeur et orientation) et un facteur « p » qui évalue la distribution des mesures par un test de Rayleigh. Les données de ces évaluations paraissent à l'annexe C.

Enfin, l'examen lithologique a porté sur tous les fragments ne passant pas le tamis de 4 mm et sur un échantillon composé de 150 à 200 grains dont le diamètre varie entre 2 et 4 mm.

Travaux antérieurs

Nous donnons ici un aperçu des travaux antérieurs portant sur la géologie glaciaire de toute la région de Chibougamau-Mistassini.

Les premières observations sont celles de Low (1885-1886) qui a noté la nature dolomitique des blocs erratiques dans la partie sud du lac Mistassini. Il en a déduit correctement le sens du mouvement de la glace dans la région, soit du NE vers le SW. Mawsdley (1936) a cartographié la roche de fond dans la région d'Opémisca. Il a remarqué la présence d'une série de petites crêtes morainiques qu'il a appelé des « wash-board moraines ». Suite à des hypothèses sur leur origine, et compte tenu de ses observations concernant des lignes de plage émergées dans la région, il a conclu que ces moraines étaient formées au contact du front glaciaire avec une grande masse d'eau (lacustre). Norman (1938), poursuivant le travail de Mawsdley dans le district de Chibougamau, fit également plusieurs observations sur la géologie glaciaire; il a été le premier à reconnaître le lien qui existait entre les lignes de plages émergées observées dans ce secteur et la présence du lac glaciaire Ojibway. Antérieurement, les travaux de Coleman (1909), Wilson (1918) et Antevs (1925, 1928) avaient permis de retracer ce lac dans le Témiscamingue et vers le nord-est, jusqu'à la rivière Bell. Les travaux plus récents de Vincent & Hardy (1977 et 1979) résument l'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway au Québec et en Ontario. Norman (op. cit.) a aussi décrit les grands eskers de la région de Chibougamau et suggéré quelques mécanismes pour leur mise en place. Il s'est penché sur l'origine des « wash-board moraines » décrites par Mawsdley et en a fait une cartographie sommaire. Il préféra les appeler « moraines annuelles », argumentant qu'elles avaient été mises en place successivement et selon un rythme annuel; ces moraines sont aujourd'hui reconnues comme des « moraines de De Geer » (Elson, 1968). Suite aux travaux de Mawsdley et de Norman, la région de Chibougamau-Chapais est devenue en quelque sorte une région-type pour l'étude de ces moraines en Amérique du Nord.

En 1939, lors d'une reconnaissance à la limite sud de notre région, Norman publiait les observations qu'il avait faites dans la vallée de la Témiscamie. Sur la rive ouest de la rivière Témiscamie, il a cru reconnaître une moraine frontale qui aurait été mise en place par une glace s'écoulant vers le NW (sic). Il suggéra en outre que le lac glaciaire Ojibway avait pu s'étendre jusqu'à ces latitudes, sa limite dans la vallée de la Témiscamie coïncidant avec la présence d'alluvions proglaciaires.

Shaw (1944) a établi la limite nord des moraines annuelles décrites plus au sud par Mawsdley (1936) et Norman (1938) dans la région du lac Opémisca; il reconnut cette limite à la latitude du lac Waconichi, soit à environ 60 km au NNE de Chibougamau, et en conclut qu'elle correspondait à celle du lac glaciaire Ojibway.

Dans le cadre d'une thèse de doctorat présentée à l'Université Yale (U.S.A.), Ignatius (1956, 1958) contribua à la connaissance de la géologie glaciaire d'une partie de notre région. Son but principal était de reconstituer les variations climatiques post-glaciaires. À cette fin, il étudia l'histoire de la déglaciation du secteur de Presqu'Île, au SW de Chibougamau, et du secteur du lac Béthoulat, dans la partie SE de notre région. Dans la région de Presqu'Ile, il reconnut les évidences de l'ennoyage lacustre post-glaciaire attribuable au lac Ojibway. En ce qui concerne le secteur de Béthoulat, Ignatius (1956) a fourni une carte des dépôts meubles qui regroupe les unités suivantes: sédiments glaciaires nondifférenciés, topographie de drumlinoïde, topographie de glace stagnante, tourbe, terrasses fluviales, chenaux d'eau de fonte, stries glaciaires, etc. Il réfuta les conclusions de Norman (1939) concernant la présence d'une moraine frontale sur la rive ouest de la rivière Témiscamie et ne reconnut aucune évidence de mouvement glaciaire vers le nord-ouest. Il conclut à une déglaciation d'un terrain non ennoyé contrairement à ce qui avait été reconnu dans les régions avoisinantes de Chibougamau et d'Opémisca. Enfin, toujours dans le secteur de Témiscamie, le même auteur décrit un terrain morainique qu'il désigne sous le nom de « lobate morainic fields ». Il s'agit des moraines de Rogen qui sont amplement décrites dans ce rapport. Ignatius (op. cit.) reconnaît le caractère problématique de ce type de moraine qu'il distingue des moraines de De Geer des secteurs de Chibougamau-Opémisca. Sans leur donner de nom, il mentionne cependant que leur origine n'est sans doute pas attribuable à un ennoyage glaciolacustre à la marge du glacier, mais qu'elle est plutôt reliée à des chenaux d'eau de fonte associés à une marge glaciaire stagnante.

Parallèlement aux travaux d'Ignatius (op.cit.), Ermengen (1957) faisait l'étude du till de la région de Chibougamau dans le cadre d'une thèse de doctorat entreprise à l'Université McGill. Son but principal était d'étudier une nouvelle technique d'exploration minérale: l'exploration géochimique à partir des dépôts de surface. Ce travail ne put malheureusement être mené à terme suite au décès prématuré de l'auteur. Sa thèse n'a pas été complétée, mais ses travaux sont disponibles dans un dossier public du MER. Emergen (op.cit) contribua surtout à la connaissance des caractéristiques texturales, lithologiques et géochimiques du till de la région de Chibougamau.

Laverdière (1971) fit quelques observations générales sur la dispersion glaciaire de la région de Chibougamau. Warren (1974) cartographia à l'échelle 1:50 000 les sédiments meubles de la région de Baie-du-Poste dans la partie sud du lac Mistassini. Sa carte montre des drum-

lins, des cannelures glaciaires, des alluvions proglaciaires, des eskers, et quelques zones de terrain morainique à buttes et dépressions. Allard & Cimon (1974) ont discuté de l'ampleur de l'érosion glaciaire dans la région de Chibougamau; selon eux, cette érosion est faible. Leur conclusion est basée sur la préservation d'un chapeau latéritique au sommet de l'anorthosite, phénomène observé dans quelques puits de mine de la région.

Dilabio (1976), dans le cadre d'une thèse de doctorat présentée l'Université de Western Ontario, a étudié en détail un exemple (mine Icon de dispersion glaciaire des minéraux et des roches dans la région du lac Waconichi. Il a établi la stratigraphie locale des dépôts et a reconnu un courte réavancée de la marge glaciaire près de ce lac. Son travail inclu également des analyses texturales et structurales du till qu'il classe en deux faciès distincts: le till de fond et le till d'ablation.

Laverdière & Guimont (1977a) ont fait quelques observations générales sur les champs de drumlins du lac Mistassini, ainsi que sur les types de rivages des lacs Albanel et Mistassini (1977b). Les mêmes auteurs (1978) ont également donné un aperçu de la géographie physique des secteurs des lacs Einer et Kallio qui se situent dans notre région.

À partir de 1950, le MER a cartographié systématiquement la roche de fond dans les régions au nord des lacs Mistassini et Albanel. Presque tous les géologues qui ont mené ces projets ont également fait plusieurs observations sur la nature, la morphologie et la distribution des sédiments meubles ou sur l'érosion glaciaire dans la région de Témiscamie. Ainsi, Wahl (1953) signale le développement de phénomènes karstiques dans la dolomie qui affleure autour du lac Albanel et souligne une remarquable coïncidence entre la distribution des drumlins et l'étendue du substrat dolomitique; il mentionne en outre la présence de lignes de plages émergées au pourtour de ce lac, à une altitude d'environ 12 m au-dessus du plan d'eau actuel. Neilson (1953) décrit également les drumlins et remarque leur association au substrat dolomitique. Chown (1960), lors d'un levé dans la région de la rivière Pépeshquasati, mentionne que l'érosion glaciaire a été très faible dans les monts Tichégamie. Neale (1965), dans son rapport sur la région de Béthoulat, a repris plusieurs des observations d'Ignatius (op. cit.). Neilson (1966), dans son rapport sur la région de la rivière Takwa, décrit quelques terrains morainiques et remarque qu'en certains endroits la dispersion glaciaire est peu étendue; il signale aussi la présence d'une série de lignes de plage émergées à l'extrémité nord du lac Mistassini.

Remerciements

Les informations contenues dans ce rapport sont tirées d'une thèse de doctorat préparée sous la direction de J.A. Elson de l'Université McGill; nous tenons à le remercier pour ses judicieux conseils. Le soutien logistique et financier des opérations a été assuré par le Ministère de l'Énergie et des Ressources et son personnel ressource. Nous remercions le Dr Pierre Lasalle, de la division du Quaternaire, qui a suggéré l'étude de cette région, le Dr Ovide Maurice, du service de la géologie, qui a facilité les arrangements et le Dr Jean-Louis Caty, directeur de la recherche géologique.

Nos remerciements vont aussi à M.-C. Hamel, G. Saint-Jacques et D. Goulet, pour leur assistance sur le terrain, ainsi qu'à A. Petawabano, C. Matoush, C. Blacknedt, W. Matoush, A. Letellier de Saint-Juste et J. Marchand, qui ont assuré le soutien matériel des équipes.

Divers organismes ou compagnies ont collaboré au projet: le Conseil de Bande Cree de Mistassini, les compagnies d'aviation Air Fecteau, Direcquair et Air Ste-Agathe et enfin, le Ministère du Tourisme du Québec.

Le département de géologie de l'Université de Montréal a fourni le support nécessaire pour la préparation de ce rapport. M. Denidoff a dessiné plusieurs des figures originales; G. Shoenbeck a reproduit les photographies et C. Richard a dactylographié le manuscrit soumis pour édition.

Le Dr Claude Hubert a relu la partie du rapport concernant la géologie de la roche de fond. Le Dr Peter P. David, un ami et un collègue, a assisté à presque toutes les phases de la production de ce travail. Bernard Cadieux a redessiné et traduit plusieurs des diagrammes originaux de la thèse.

Enfin, mon épouse Viviane et mon fils Jean-Philippe ont subi mes absences. Dans cette comptabilité familiale, je leur dois à tous deux plusieurs heures.

Géologie de la roche de fond

Le substratrum de la région de Témiscamie est d'âge Précambrien et appartient au Bouclier canadien. Il est formé de roches archéennes du Supérieur et de roches protérozoïques de la sous-province de Mistassini et de la province de Grenville (figure 2).

Province du Supérieur

Les roches de la Province du Supérieur, d'âge Archéen (2,4 Ma), affleurent surtout dans la demie nord de la région; elles ont subi l'orogénèse kénoréenne qui a imprimé au terrain un grain structural prédominant d'orientation E-W. Les principales lithologies sont représentées par les gneiss quartzo-feldspathiques (1) et les granites (3). On trouve aussi des bandes intercalées de « roches vertes » d'origine essentiellement métavolcanique ou métasédimentaire (2), des porphyres quartzo-feldspathiques (4) et des roches ultramafiques (5). Des dykes tardifs de diabase recoupent l'ensemble.

Deux bandes de « roches vertes » traversent la région de Témiscamie d'ouest en est. La bande la plus au sud forme un anticlinal majeur, de quelques kilomètres de large, et qui s'étend du lac Brideaux jusqu'à la faille de

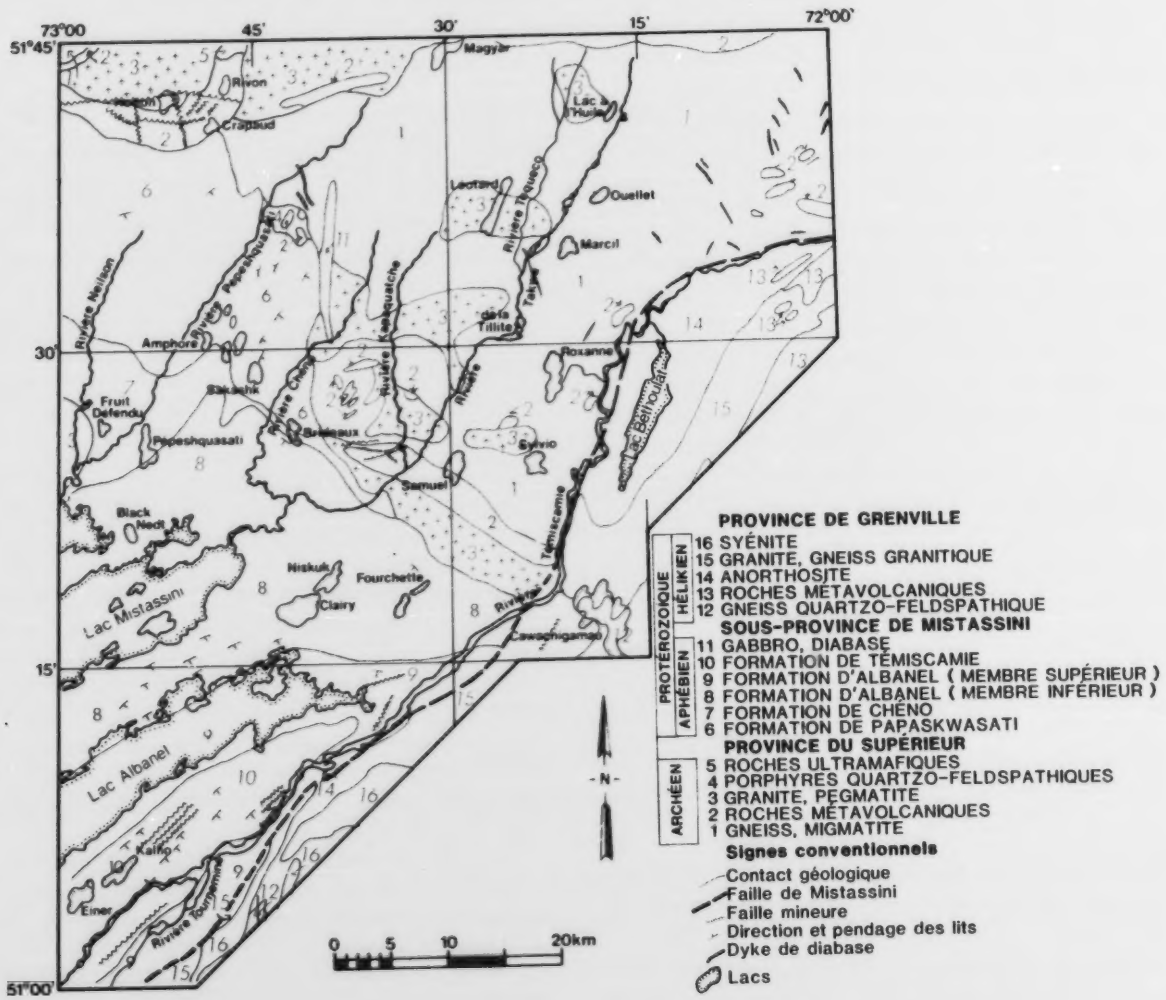


FIGURE 2 – Géologie de la roche de fond. D'après Caty (1976), modifié.

Mistassini. Elle est composée principalement de paragneiss, de shistes et d'amphibolites qui forment le Groupe de Toqueco (Neilson 1950, 1951, 1966; Neale 1952, 1965). La seconde bande est localisée dans le coin NW de la région; elle mesure environ 5 km de large et est composée principalement d'amphibolite et d'amas de roches ultramafiques du Groupe de Tichégami (Chown, 1961). Elle s'étend des monts Tichégamie, à l'ouest, jusqu'au secteur où Bérard (1965) a cartographié des paragneiss, des shistes et des quartzites, vers l'est.

Entre ces deux bandes, le socle archéen comprend essentiellement du gneiss quartzo-feldspathique et des granites qui forment dans le gneiss des masses migmatitiques aux bordures floues.

Sous-province de Mistassini

Les roches de la sous-province de Mistassini sont d'âge Aphébien (1,7 Ma) et appartiennent au Groupes de Mistassini et d'Otish (Bergeron, 1957).

GROUPE DE MISTASSINI

Ce groupe est constitué de roches sédimentaires clastiques et chimiques, peu métamorphisées, qui reposent en discordance sur le socle archéen; au contact des deux, un paléorégolite aphébien est préservé (Caty, 1976). De la base au sommet, les quatres formations du Groupe de Mistassini sont celles de Papaskwasati, de Cheno, d'Albanel et de Témiscamie. Ces formations sont recoupées par des dykes tardifs de gabbro et de diabase.

La *Formation de Papaskwasati* (unité 6) est restreinte exclusivement à la région de Témiscamie où elle forme une apophyse elliptique au nord du bassin sédimentaire protérozoïque (figure 2). Elle est composée, de la base au sommet, des membres de Holton et de Neilson. Chacun de ces membres représente une séquence clastique s'affinant vers le sommet et qui passe d'un conglomérat à cailloux de quartz à un grès quartzitique avec intercalations de lits d'argilite (Chown, 1960; Neilson, 1966; Chown & Caty, 1973; Caty, 1976).

La *Formation de Chéno* (unité 7) est constituée essentiellement de grès quartzitiques gris foncé à noirs et de grès dolomitiques (Chown, 1960; Chown & Caty, 1973; Caty, 1976); la couleur foncée des grès est due à la présence de séricite, de graphite et d'oxydes de fer disséminés dans les sédiments (Caty, 1976). La formation occupe une zone restreinte, de 2 à 15 km de large, s'étendant grossièrement d'ouest en est et située au sud de la Formation de Papaskwasati. Dans le secteur du lac Brideaux, là où la bande est la plus étroite, les lits de grès forment des crêtes monoclinales de type cuesta.

La *Formation d'Albanel* (unités 8 et 9) occupe la partie sud du bassin sédimentaire protérozoïque. Elle comprend deux membres: le Membre inférieur et le Membre supérieur. Le Membre inférieur (unité 8) affleure au pourtour du lac Mistassini et représente le substratum de ce bassin lacustre. Il est composé d'une succession d'unités regroupant des dolomies à stromatolites, des dolomies massives, des dolomies litées, des brèches dolomitiques et des dolomies cherteuses; des lits de shale graphitique sont intercalés dans la séquence (Caty & Chown, 1973). Le Membre supérieur (unité 9) affleure au pourtour du lac Albanel dont il représente le substratum; il est formé d'une succession d'unités comprenant des dolomies massives, litées, bréchiques, stromatolitiques ou gréseuses (Wahl, 1953; Neilson, 1953).

La *Formation de Témiscamie* (unité 10) repose en discordance sur le Membre supérieur de la Formation d'Albanel (Wahl, 1953; Neilson, 1953; Quirke, 1960). Elle affleure dans la partie sud de la région, entre le lac Albanel et la faille de Mistassini. La formation comprend une succession d'unités stratigraphiques dont la nomenclature est restée informelle; il s'agit, de la base au sommet, de chert et de quartzite, de shistes ardoisiers (« slate »), d'une « formation de fer » et, enfin, de siltstone. L'unité de chert et de quartzite, désignée informellement par Wahl (op. cit) comme étant le « quartzite de Boulder Bay », affleure en une mince bande sur la rive orientale du lac Albanel, de même qu'en zones discontinues au sud-est de la rivière Témiscamie. Selon Wahl (op. cit.), l'unité de « schiste ardoisier » correspondrait plutôt à une argilite, le clivage ardoisier n'étant pas observé. La « formation de fer » regroupe une série de gîtes potentiellement exploitables; les études de Saint-Jacques & d'Aragon (1975) indiquent un volume de minerai d'environ 350 millions de tonnes titrant 67 % de fer.

GROUPE D'OTISH

Un second bassin sédimentaire protérozoïque affleure à moins de 20 km au nord-est de la région (figure 2). On y retrouve le Groupe d'Otish, décrit par Chown & Caty (1973) et qui comprend, de la base au sommet, deux formations: celle d'Indicator et celle de Péribonca. Les roches de la Formation d'Indicator constituent, sur la base de l'homotaxie, l'équivalent de celles de la Formation de Papaskwasati (Caty, 1976). La Formation de Péribonca comprend des grès argileux et des conglomérats polygéniques; ces roches montrent, en de nombreux endroits, une teinte rosée attribuable à l'hématite disséminée. Dans notre région les roches du Groupe d'Otish n'ont été observées qu'en blocs erratiques.

Entre les deux bassins sédimentaires de Mistassini et d'Otish, on trouve de petits lambeaux isolés de roches protézoïques similaires à celles des Formations de Papaskwasati et d'Indicator (Caty & Chown, 1973). Un de ces lambeaux se trouve dans la dépression structurale occupée par le lac Holton (coin NW de la région). Un second est localisé près du lac Mantouchiche, à moins de 5 km au nord de la limite de la région d'étude.

Province de Grenville

Les roches de la Province de Grenville, d'âge Hélikien (0,9 Ma), affleurent principalement à l'est de la faille de Mistassini; elles ont été reprises dans l'orogénèse grenvilienne qui a laissé un grain structural NE-SW. Les principaux types de roches sont les gneiss quartzo-feldspathiques (unité 12), les métavolcanites (unité 13), les anorthosites (unité 14), les granites ou gneiss granitiques (unité 15) et les syénites (unité 16). Ces lithologies, qui constituent une partie du socle de la région de Témiscamie, font partie du « front grenvillien. »

Dispersion glaciaire

Sur le plan de la dispersion glaciaire à l'échelle régionale, les seuls blocs erratiques de lithologie suffisamment distincte et assurément de source lointaine sont ceux provenant des Formations d'Indicator et de Péribonca (Groupe d'Otish). Toutefois, dans la partie sud-ouest de la région, ces indicateurs (blocs et clastes glaciaires) ne sont plus fiables, étant mélangés avec des éléments de source locale (p. ex: blocs provenant de la Formation de Papaskwasati) auxquels ils se confondent. Quant aux erratiques des formations de Témiscamie et d'Albanel, ils ne représentent pas de bons indicateurs étant donné qu'ils ont été dispersés vers le SW, à partir d'une source qui couvre la demie sud de nos terrains.

Physiographie, climat et flore

Selon Bostock (1970), la région du lac Mistassini constitue la partie sud de la région physiographique des *collines de Mistassini* (figure 3). Antérieurement, Hare (1959) considérait qu'elle faisait partie intégrante de cette immense région du Québec central qu'il avait nommée le *Plateau des lacs* (« Lake Plateau »); il s'agit d'une région à relief faible et légèrement ondulant, occupée par une myriade de lacs. Pour leur part, Douglas & Drummond (1955) avaient choisi de décrire la région comme faisant essentiellement partie d'une plaine de till drumlinisée (« drumlinized till »), s'étendant sur une vaste superficie du Bouclier au Québec. En fait, la région de Témiscamie représente une zone transitoire entre le secteur des Hautes Terres des « Mistassini Hills », au nord, et le secteur des Basses Terres des lacs Albanel et Mistassini, au sud.

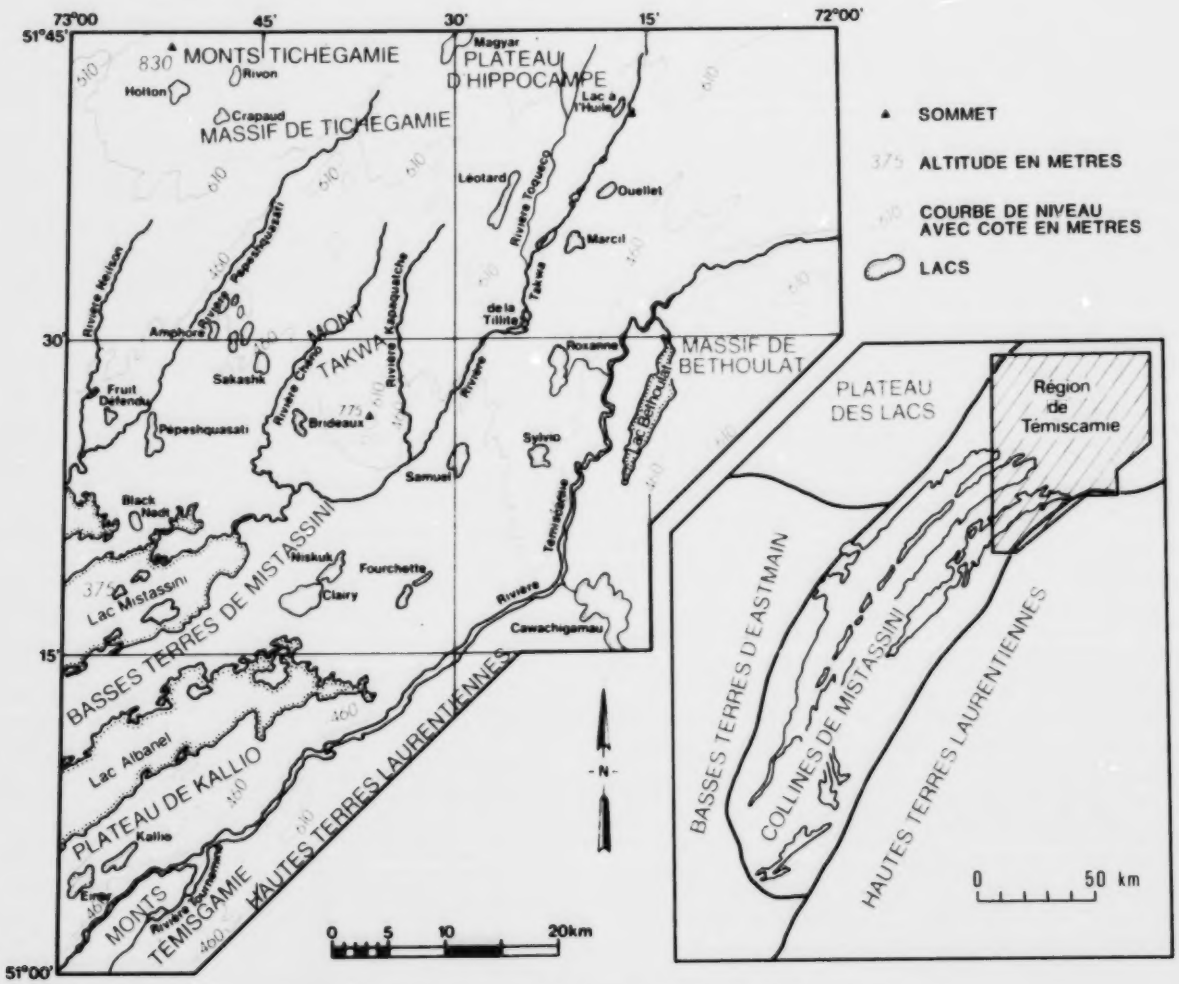


FIGURE 3 – Principales zones physiographiques de la région de Témiscamie.

Zones physiographiques

Les principales zones physiographiques de la région de Témiscamie sont présentées sur la figure 3. Nous en donnons ici une description sommaire en procédant du nord au sud. La figure 4 donne un aperçu de l'épaisseur et de la distribution des dépôts meubles dans la région.

MASSIF DE TICHÉGAMIE

Le massif de Tichégamie, ainsi nommé dans ce rapport, s'élève à plus de 600 m d'altitude et occupe la partie nord de la région. Il comprend les monts Tichégamie, à l'ouest, et le plateau d'Hippocampe, à l'est.

Les *monts Tichégamie*, au NW, atteignent localement 830 m d'altitude. Le relief local (défini comme étant la dénivellation maximum dans un secteur de 100 km^2) y varie de 190 à 380 m. Dans ce secteur, où les sommets sont dénudés et où la roche de fond affleure extensivement, les sédiments meubles occupent les vallées.

Le *plateau d'Hippocampe* forme une vaste plaine surélevée qui lie les monts Tichégamie à l'ouest aux monts Otish au nord-est (hors carte). Sur ce plateau, le relief local est de l'ordre de 50 m et décroît vers le nord où il est inférieur à 30 m. Les affleurements y sont rares et peu étendus, les sédiments meubles recouvrant plus de 90 % de la surface sur une épaisseur de l'ordre de 3 à 12 m. Le plateau représente l'extension sud-ouest de la zone d'affleurements de la Formation d'Indicator (Hashimoto, 1961), laquelle constituait une source importante de débris glaciaires. Sa bordure sud montre une sorte de rebord légèrement surélevé (cote 610) qui correspond à la bande de roches métavolcaniques archéennes qui affleure à l'extrémité nord de la région (figure 2). La topographie y est irrégulière. L'épaisse couverture de mort-terrain caractéristique du plateau se poursuit vers le sud-ouest, sur une distance d'environ 15 km au-delà du rebord du plateau et jusque dans la région de Témiscamie.

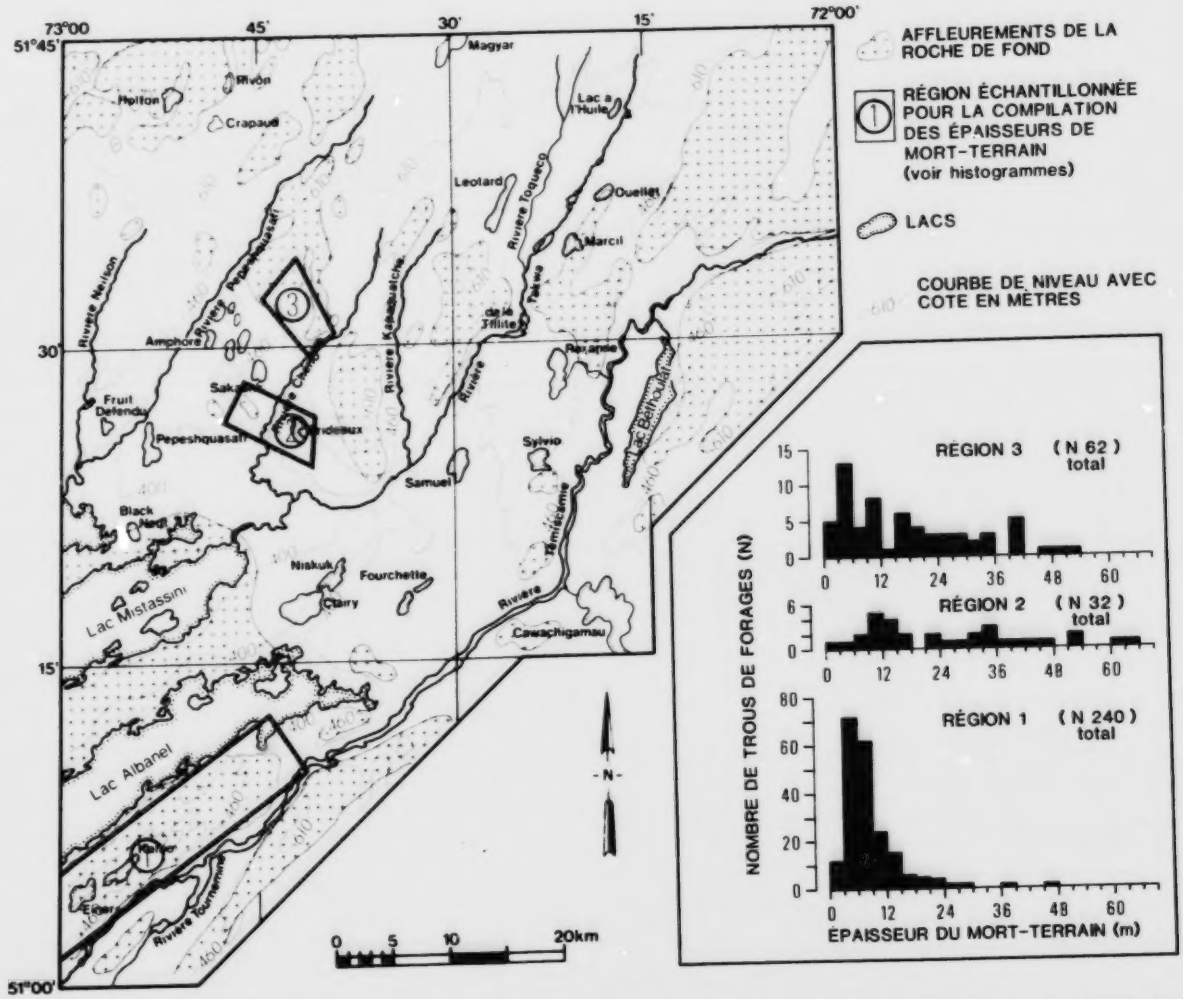


FIGURE 4 – Distribution et épaisseur du mort-terrain dans la région de Témiscamie. Les données portées sur histogrammes sont compilées à partir de résultats de sondages de compagnies minières.

SECTEUR AU SUD DU MASSIF DE TICHÉGAMIE

Au sud du massif de Tichégamie, l'altitude varie entre 450 et 600 m et s'abaisse graduellement, du nord vers le sud, jusque dans les Basses Terres de Mistassini (figure 3). En outre, le relief local décroît d'ouest en est de 150 - 180 m à moins de 75 m. Les affleurements sont abondants, le mort-terrain recouvrant environ 30 % de la surface. L'épaisseur des dépôts meubles est de 3 à 6 m en moyenne, mais peut atteindre 54 m par endroits (région 3, figure 4).

Vers le sud, entre 450 et 400 m d'altitude, le relief est faible (de l'ordre de 30 m) et la topographie est ondulante. Une portion de ce terrain correspond à la zone où le substrat est composé des formations de Papaskwasati et de Chéno (figure 2). Dans cette zone, les dépôts meubles recouvrent 95 % de la surface et les affleurements sont rares. L'épaisseur des dépôts varie de 9 à 12 m, mais peut atteindre localement 66 m (région 2, figure 4). Cette configuration de dépôts rappelle celle associée à la Formation d'Indicator sur le plateau d'Hippocampe. Vers l'est, près des rivières Kapaquatche et Takwa, où le substrat archéen affleure davantage, les dépôts meubles sont plus minces et discontinus.

MONT TAKWA

Au centre de la région, entre le massif de Tichégamie et les Basses Terres de Mistassini, s'élève une colline presque isolée: le mont Takwa. Son sommet se trouve à 775 m d'altitude et domine le terrain adjacent d'une hauteur de 350 m. Le mont Takwa coïncide en partie avec l'extrémité ouest de la bande de « roches vertes » du Groupe de Toqueco (Neilson, 1966). Son relief a sans doute été contrôlé par la tectonique étant donné qu'une série de failles le bordent au nord, au sud, et à l'est.

BASSES TERRES DE MISTASSINI

Les Basses Terres de Mistassini occupent la partie sud-ouest de la région. L'altitude y varie entre 375 et 400 m et le relief local y est de l'ordre de 30 m. La couverture de dépôts meubles est discontinue (environ 50 % de la surface) et son épaisseur (maximum de 30 m) varie sur de courtes distances. Ces terrains, qui recouvrent un substrat dolomitique (Fm d'Albanel), se prolongent sur une centaine de kilomètres vers le sud-ouest, au-delà des limites de la région.

PLATEAU DE KALLIO

Le plateau de Kallio s'élève au sud des Basses Terres et à l'ouest du cours inférieur de la rivière Témiscamie. Son altitude maximum est de 520 m. L'épaisseur moyenne des dépôts meubles y varie de 3 à 6 m, mais peut excéder localement 30 m (région 1, figure 4). Le plateau coïncide avec la zone d'affleurements de la Formation de Témiscamie.

MASSIF DE BÉTHOULAT

Nous appelons massif de Béthoulat la partie de la région située à l'est de la rivière Témiscamie qui englobe le socle grenvillien. Dans ce secteur, où le terrain s'élève à des altitudes supérieures à 650 m et où le relief local est de l'ordre de 200 m, les dépôts meubles n'occupent que les vallées. Un peu au sud, le relief atteint 120 m et les affleurements sont plus importants et plus nombreux.

MONTS TÉMISCAMIE

Les monts Témiscamie, dont l'altitude peut atteindre 672 m, sont localisés à l'extrémité sud de la région. Ils font partie d'un secteur que Bostock (1970) appelle les Hautes Terres laurentiennes et où les dépôts meubles sont peu épais et restreints aux vallées.

Bassins de drainage

D'une façon générale, le gros de la région de Témiscamie constitue une pente vers le sud, depuis le massif de Tichégamie jusqu'aux Basses Terres de Mistassini. Cette pente régionale est d'environ 3 à 3,5°. La dénivellation totale est de l'ordre de 455 m entre le point le plus élevé des monts Tichégamie (830 m) et l'altitude du plan d'eau du lac Mistassini (375 m).

La région recoupe une partie des bassins de la Eastmain et de la Rupert qui font partie du réseau hydrographique de la baie James (figure 5). À l'exception de l'extrémité nord-ouest de la région, où les eaux s'écoulent vers la rivière Eastmain, l'ensemble des terrains sont drainés par les lacs Mistassini et Albanel qui sont drainés à leur tour par la rivière Rupert.

Les principales rivières sont la Témiscamie, la Takwa et la Pépeshquasati. La rivière Témiscamie coule en direction sud-ouest; elle prend sa source au lac Indicateur, dans les monts Otish et se jette dans le lac Albanel. Dans le coin nord-est de la région (figure 4), la rivière coule dans une gorge. Plus à l'ouest, dans le secteur du lac Béthoulat, elle traverse une vallée plus large et conserve un parcours méandrique tout en incisant d'une vingtaine de mètres d'importantes accumulations de sable d'origine fluvio-glaciaire. Vers le sud, la vallée redevient étroite et suit le tracé de la faille de Mistassini. La rivière Takwa prend sa source sur le plateau d'Hippocampe et se jette dans la baie orientale du lac Mistassini; ses principaux tributaires sont la Toqueco, la Kapaquatche et la Chéno. La rivière Pépeshquasati prend sa source dans les monts Tichégamie; ses principaux tributaires sont la Neilson et la Holton (non montrée).

Le lit de toutes ces rivières est encombré d'innombrables blocs qui créent de nombreuses zones de rapides. D'une façon intuitive, il semble que les principales rivières de la région occupent leur cours préglaciaire, l'ensemble formant un réseau bien intégré de vallées probablement comblées de sédiments fluvio-glaciaires.

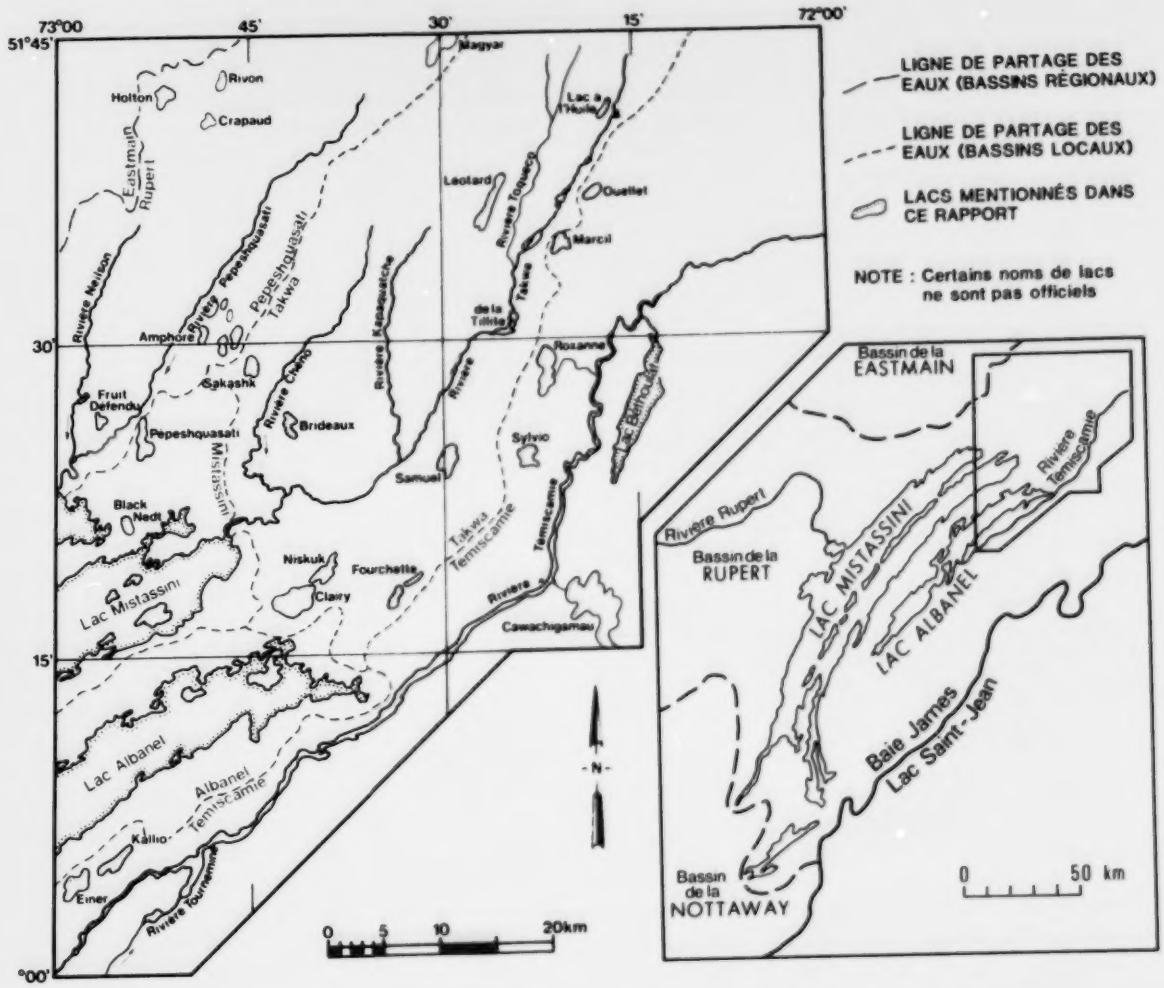


FIGURE 5 – Bassins de drainage locaux et régionaux. Région de Témiscamie.

Pédologie

Les sols de la région sont principalement de type podzolique (Clayton et al., 1977). Sur les sites bien drainés, constitués de sédiments fluvio-glaciaires ou de till très sablonneux, l'horizon B des podzols est fréquemment induré (cette couche ne peut être percée à la pelle). L'horizon éluvié est en général très bien développé sur une épaisseur qui va de 1 à plus de 15 cm.

Selon Brown (1967), la limite méridionale du pergélisol discontinu traverse la région de Mistassini à la latitude de 51°30'N. Toutefois, au cours de nos levés, nous n'avons pas observé de pergélisol ou de « palses » dans les tourbières. De plus des sondages effectués par les compagnies minières dans une dizaine de ces tourbières n'ont pas recoupé de glace. Laverdière & Guimont (1977b) signalent la présence de réseaux triés de blocs sur les plages des lacs Mistassini et Albanel, entre les latitudes 50°30' et 51°30'; se référant à Dionne (1974), ils attribuent ces phénomènes au gel saisonnier.

Climat

Le tableau 1 montre une compilation des données climatiques pertinentes à la région de Témiscamie. Ces données proviennent des stations de Baie-du-Poste et de Nitchequon, situées respectivement à environ 100 km au sud-ouest et 200 km au nord-est de notre région. Les moyennes de température et de précipitation pour la région de Témiscamie sont probablement intermédiaires entre celles de ces deux stations. En ce qui a trait au vent, les stations d'enregistrement les plus proches sont celles de Nitchequon et de Manouan, cette dernière se trouvant à environ 200 km à l'est de la région de Témiscamie. Pendant l'été, les vents dominants enregistrés à Nitchequon sont du SSW, SW, W ou du WNW, tandis qu'à Manouan ce sont les vents du NW et du SE qui prédominent. Pendant l'hiver, les vents de l'ouest sont dominants aux deux stations (Gagnon & Ferland, 1967).

TABLEAU 1 – Compilation des moyennes mensuelles de la température de l'air et de la précipitation aux stations météorologiques de Baie-du-Poste et de Nitchequon, Territoire-du-Nouveau-Québec. Tiré d'Environnement Canada (1975).

	Température moyenne de l'air (°C)		Précipitation moyenne : pluie (mm)/neige (cm)	
Mois	**A***	**B****	**A**	**B**
Janvier	– 20,5	– 22,9	0/53,1	0,3/ 36,6
Février	– 18,0	– 20,9	2,5/54,1	0,3/ 34,3
Mars	– 11,2	– 14,4	7,9/49,0	2,5/ 31,5
Avril	– 2,1	– 5,8	17,5/17,0	6,9/ 27,2
Mai	5,9	1,7	51,3/ 4,2	38,1/ 20,1
Juin	12,9	9,6	87,6/ 0,8	87,1/ 1,0
Juillet	16,0	13,6	99,8/ 0	101,1/ trace
Août	14,6	12,0	107,2/ 0	107,7/ 1,0
Septembre	9,6	6,9	95,3/ 0,5	83,3/ 6,9
Octobre	– 4,5	– 7,9	20,3/49,0	13,2/ 48,3
Décembre	– 15,6	– 18,3	3,8/55,4	3,0/ 42,9
Moyenne annuelle	– 0,8	– 3,8	Total 536,1/294,6	487,2/284,9

*A : moyennes de Baie-du-Poste depuis 1914

**B : moyennes de Nitchequon depuis 1942

Flore

Selon Ducruc et al. (1976), la région de Témiscamie fait partie de la « Région écologique de Mistassini », elle-même incluse dans le « Bas Subarctique de la Baie de James ». Le couvert végétal peut y être décrit en des termes tels que la taïga (Hustich, 1949), la forêt-parc boréale (Hare, 1950; Grayson, 1956), la forêt boréale (Rowe, 1972) ou encore la forêt ouverte (Ducruc et al, 1976). Cette dernière se caractérise par un couvert forestier qui représente entre 40 et 80 % de la superficie et où les arbres ont des hauteurs entre 9 et 21 m. En fait, selon les cartes d'inventaire forestier du MER, le couvert arboréen a une densité inférieure à 60 % et la hauteur moyenne des arbres est de 10 à 15 m.

Les essences dominantes de la région sont l'épinette noire (*Picea mariana*) et, d'une façon subordonnée, le sapin (*Abies balsamea*). Localement, le bouleau (*Betula* sp.) et le tremble (*Populus tremuloïdes*) forment, avec les conifères, des associations de forêt mixte. Le pin gris (*Pinus divaricata*) est restreint aux sites bien drainés, tels que les dépôts d'alluvions proglaciaires et les terrasses qui bordent les vallées. Le mélèze (*Larix laricina*) occupe les sites mal drainés.

Les strates inférieures de la végétation sont occupées principalement par des mousses (surtout *Cladonia* sp.) ainsi que par plusieurs variétés d'herbes (Ducruc et al., 1976). Le couvert muscinal blanchâtre confère aux photographies aériennes de ces régions un ton pâle caractéristique.

Des feux de forêt, nombreux et étendus, ont disjoint le couvert arboréen à plusieurs endroits. La repousse semble lente; certains feux qui datent de plus de 20 ans (MER, communication personnelle) ont laissé des secteurs encore désolés et parsemés d'arbustes petits et dispersés.

Géologie des dépôts meubles

Les aspects les plus importants de la géologie du Quaternaire de la région de Témiscamie sont:

- la présence d'un grain topographique linéaire très prononcé, d'origine glaciaire (figure 6);
- le développement important de terrains morainiques dont les éléments topographiques sont orientés transversalement à la direction de l'écoulement de la glace;

FIGURE 6 – Image « Landsat » montrant la linéation glaciaire à l'échelle régionale.

- l'abondance de phénomènes reliés à l'évacuation des eaux de fonte de la glace;
- et enfin, les manifestations d'un ennoyage lacustre proglaciaire dans le bassin des lacs Mistassini et Albanel.

Le grain topographique linéaire est à ce point remarquable qu'il peut être observé sur les images-satellites de la région. Son orientation est nettement différente du grain structural du socle archéen dont l'orientation est E-W. Il représente la trace de l'écoulement glaciaire dans la région et est composé par des collines en « crags and tails », des drumlinoïdes et, à une plus grande échelle, par des collines de roches fuselées.

Les terrains morainiques transversaux à la direction d'écoulement de la glace sont essentiellement des moraines de Rogen (« ribbed moraines ») et d'autres moraines mineures non différenciées. Ces moraines sont localisées principalement dans les parties basses de la région, qui correspondent aux vallées ou à de petits bassins creusés dans la roche de fond.

Stratigraphie

Les sédiments meubles de la région sont principalement d'origine glaciaire (tableau 2) et comprennent le till et les dépôts d'origine fluvio-glaciaire et glacio-lacustre. Ceux-ci sont localement recouverts par des sédiments post-glaciaires comprenant les alluvions, la tourbe et la gyttja, celle-si se retrouvant au fond des lacs actuels. La distribution des différentes unités est montrée sur la carte reproduite en figure 7.

DÉPÔTS NON DIFFÉRENCIÉS: TILL

Le till est de loin le sédiment le plus abondant dans la région. Il se dispose comme une feuille de matériaux d'épaisseur variable qui recouvre le socle archéen. En fait, nos propos sur l'épaisseur et la continuité des sédiments meubles dans la région s'appliquent essentiellement au till. Nous l'avons observé dans trois types de terrain morainique: la moraine de fond, les moraines de Rogen et autres moraines mineures, et les moraines à buttes et dépressions. Il y a, de toute évidence, différentes variétés de till dans la région (till de fond, till d'ablation, till de fusion) qui sont décrites plus loin dans ce rapport (voir la rubrique: « caractéristiques des tills », page 53). Toutefois, aux fins de cartographie et en l'absence généralisée de bonnes coupes où le till peut être observé, il ne nous a pas été possible de distinguer les différents faciès. Conséquemment, le till a été cartographié comme « non différencié » et sa description s'ap-

TABLEAU 2 – Sommaire de la stratigraphie des dépôts meubles. Région de Témiscamie

Ère	Époque	Stage	Type de dépôt			Composition	Épaisseur maximum (m)	Localisation des dépôts	Géomorphologie
Quaternaire	Holocène	Post-glaciaire	Sédiments récents		Gyttja	Boue organique	3,8	Dispersés	Bassins lacustres
					Tourbe	Tourbe de *Sphagnum*	3,1	Dispersés	Tourbières
					Alluvions	Blocs, gravier, sable et silt	4,0	Fond des vallées	Plaines alluviales
		Wisconsinien	Sédiments glaciaires	Dépôts éoliens		Sable	7,0	Rive nord du lac Mistassini et partie inférieure des vallées des affluents des lacs Albanel et Mistassini	Cordons dunaires
				Glacio-lacustres	Littoraux	Sable et gravier	2,0		Lignes de plage
					Deltaïques ou de fond de lac	Sable, silt et argile	20,0		Remblais de vallée ou rhytmites
				Fluvo-glaciaires	Alluvions proglaciaires	Sable et gravier	10,0	Vallées	Cônes et remblais de vallées
					Sédiments stratifiés de contact glaciaire (juxtaglaciaires)	Blocs, sable et gravier	22,0	Vallées	Eskers
	Pléistocène et holocène			Non différenciés	Tills	Diamictons sablonneux	60,0(?)	Couvert continu et régional	Moraines de fond; moraines de Rogen; moraines mineures non différenciées; moraines à buttes et dépressions.
SOCLE PRÉCAMBRIEN									

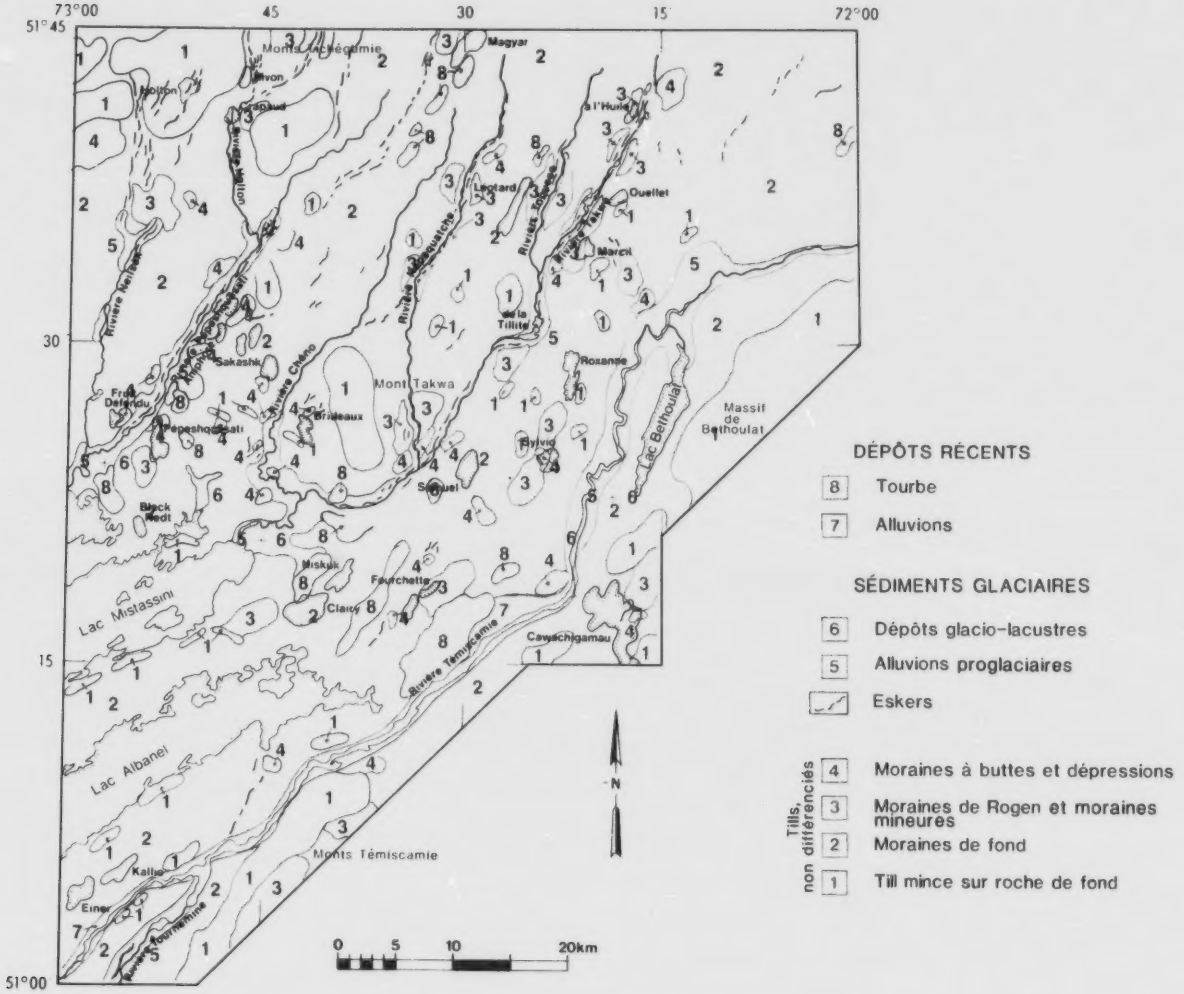


FIGURE 7 – Distribution des dépôts meubles dans la région de Témiscamie.

puie sur l'examen de la partie supérieure de quelques coupes et sur une cinquantaine de puits d'observation creusés dans les différents terrains morainiques. En tout, 31 échantillons on été prélevés à 28 sites d'excavation différents.

Les caractéristiques sédimentologiques d'un till sont déterminées principalement par les lithologies des roches-sources d'où proviennent les débris glaciaires, et par le mode de transport et de sédimentation. Dans la région de Témiscamie, la prédominance de granite, de gneiss et de roches sédimentaires clastiques à grain grossier a engendré un till qui est surtout sablonneux, caractéristique que l'on retrouve pour l'ensemble du Bouclier canadien (Scott, 1976). Ce till peut donc être décrit comme un diamicton sablonneux, dont le contenu en clastes (fragments de taille supérieure à 4 mm) varie entre 5 et 20 % et dont la couleur varie de jaune pâle (2,5 Y 7/4)[1] à, brun jaunâtre (2,5 Y 6/4).

Selon la classification texturale de Elson (1961), le till de Témiscamie se classe principalement comme un matériel sablonneux et, secondairement, comme un silt sablonneux ou un loam sablonneux (figure 8). Les courbes cumulatives de la distribution granulométrique de la matrice du till (figure 9) montrent que la classe modale se situe dans les diamètres entre 2 et 4 Ø, ce qui correspond à la limite des sables fins. Le contenu en argile est généralement inférieur à 1 % mais peut atteindre 4 % dans les échantillons de till sablo-silteux (figure 8).

1. Code de Munsell

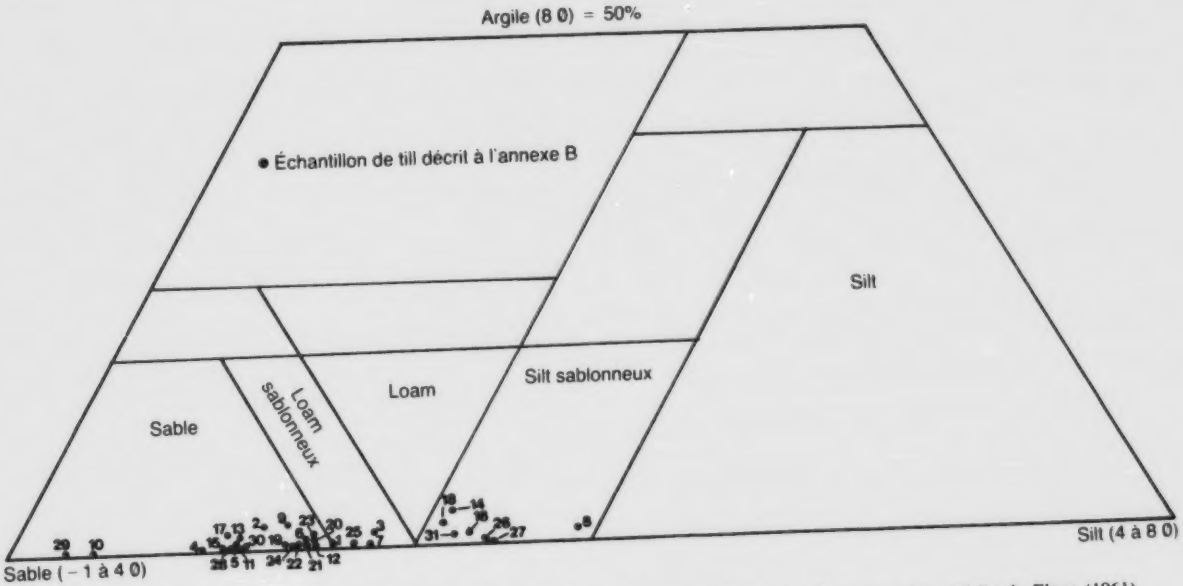


FIGURE 8 – Distribution granulométrique de la matrice du till dans la région de Témiscamie. Diagramme triangulaire de Elson (1961).

Les caractéristiques granulométriques du till de Témiscamie comparées avec celles des tills de Waconichi (Dilabio, 1976) et de Chibougamau (Ermengen, 1957) illustrent bien l'influence déterminante de la nature des roches-sources sur la texture du till (figure 10). Le till de Waconichi est de type sablo-silteux à silteux ; il recouvre et provient essentiellement de roches dolomitiques de la Formation d'Albanel, lesquelles s'étendent sur plus de 80 km en amont de la région échantillonnée. Le till de Chibougamau correspond pour sa part à un loam ou à un loam sablonneux et, localement, à un till sablonneux ; il recouvre un substratum de roches mafiques ou anorthositiques qui affleure en aval de la zone dolomitique du bassin d'Albanel. Une bande d'environ 20 km de roches granitiques et gneissiques, en amont glaciaire de Chibougamau, a vraisemblablement produit le sable de la matrice de ce till.

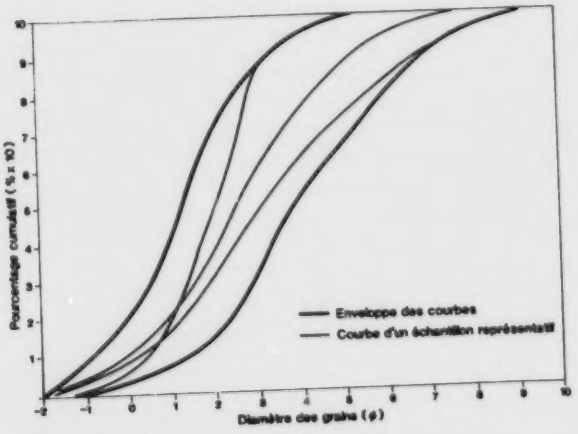


FIGURE 9 – Courbes cumulatives de la distribution granulométrique de la matrice du till. Région de Témiscamie.

DÉPÔTS FLUVIO-GLACIAIRES

Les dépôts fluvio-glaciaires comprennent les sédiments juxtaglaciaires, qui se sont mis en place au contact du front glaciaire, et les sédiments proglaciaires, accumulés au-delà du front du glacier.

Sédiments juxtaglaciaires

Les sédiments stratifiés de contact glaciaire (juxtaglaciaires) sont représentés par les eskers, dont la distribution se résume aux vallées principales de la région (figure 7). Les coupes exposées dans la vallée de la rivière Pépeshquasati et dans la région du lac Rivon ont montré que ces sédiments sont surtout composés de sables lités, à grain fin ou moyen, ainsi que de graviers à cailloux et à blocs arrondis à subarrondis. L'ensemble est affecté par de nombreuses failles normales. L'épaisseur maximum de ces dépôts (22 m) correspond à la hauteur maximum des eskers dans la région. Il est très probable que des sédiments stratifiés de contact glaciaire soient interdigités avec le till dans les terrains morainiques à buttes et dépressions.

Sédiments proglaciaires

Les sédiments proglaciaires correspondent généralement à des sédiments d'épandage qui ont été transportés et accumulés à l'avant du front glaciaire par les eaux de fonte du glacier. Leurs caractères sédimentologiques et

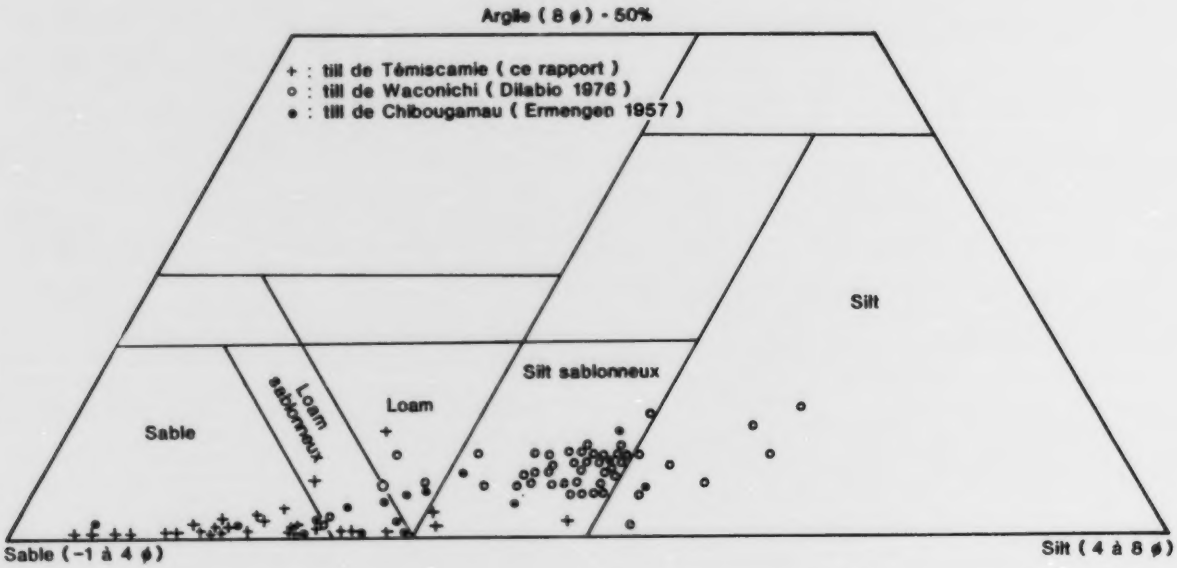


FIGURE 10 – Comparaison de la distribution granulométrique du till de Témiscamie avec celle du till provenant des secteurs de Waconichi et de Chibougamau. Diagramme triangulaire de Elson (1961).

morphologiques dépendent largement des conditions du milieu à la marge du glacier. Quand le terrain libéré de glace n'est pas ennoyé (comme ce fut le cas pour la majeure partie de la région), les sédiments proglaciaires sont alors laissés sous forme d'alluvions (« outwash »). Celles-ci sont constituées principalement de sable et de gravier et incluent des faciès de sable silteux.

Dans la région, les alluvions proglaciaires recouvrent presque toutes les vallées situées au-delà de l'ancienne limite lacustre et bordent généralement les eskers ou les recouvrent en partie. L'épaisseur maximum des dépôts observés est de 10 m, les plus importants se trouvant dans les vallées des monts Tichégami et, localement, dans celles des rivières Neilson, Pépeshquasati, Takwa et Kapaquatche. Dans la vallée de la Pépeshquasati, leur surface est percée de nombreuses cuvettes glaciaires, phénomène qui indique que ces alluvions ont pu être en contact avec des blocs de glace stagnante.

Une importante accumulation d'alluvions proglaciaires recouvre également la vallée de la rivière Témiscamie, entre les latitudes 51°32′ et 51°24′. Il s'agit de sable à grain moyen, lité, et montrant des stratifications entrecroisées. L'épaisseur maximum du dépôt (coupe exposée au-dessus du niveau actuel de la rivière) est de l'ordre de 25 m. Sa surface est plane et percée de nombreuses cuvettes glaciaires (« kettles »).

DÉPÔTS GLACIO-LACUSTRES

Lorsque le terrain dégagé par la glace est immédiatement ou subséquemment ennoyé par une masse d'eau (p. ex. un lac proglaciaire, comme ce fut le cas dans la partie SW de la région), il y a formation de dépôts glacio-lacustres. Les particules fines de silt et d'argile en suspension dans l'eau se déposent sur le fond des lacs; celles plus grossières s'accumulent plus près du bord et sont reliées à des deltas ou des plages.

Les sédiments glacio-lacustres vont du silt ou du silt argileux, disposés en rythmites, au sable à grain grossier. Ces sédiments peuvent atteindre plus de 20 m d'épaisseur et remplissent partiellement la partie inférieure des vallées tributaires du lac Mistassini, notamment les vallées de la Pépeshquasati et de la Takwa-Chéno. Dans la vallée de la Pépeshquasati, une séquence régressive (sédimentation passe de l'argile au sable) témoigne du comblement partiel de cette vallée par des dépôts glacio-lacustres, au fur et à mesure que le glacier se retirait vers le nord-est. Des lignes de plage émergées indiquent que cette partie de la vallée était alors ennoyée sous plus de 20 m d'eau. Dans la vallée de la Chéno, les sédiments glacio-lacustres ont formé une accumulation deltaïque dont les lits frontaux sont très bien exposés. Avec l'abaissement du niveau du lac proglaciaire, les cours d'eau ont progressivement incisé ces accumulations sédimentaires et formé une série de terrasses couplées dans ces vallées. Les sédiments sont en général bien exposés, l'érosion fluviatile actuelle perpétuant les coupes fraîches dans les amas sédimentaires.

Dans la partie sud-ouest de la région, nous avons observé des crêtes de plage émergées et des cordons dunaires. Ces dépôts littoraux sont surtout formés de sable à grain fin à moyen, avec un peu de gravier; ils ne se rencontrent qu'au pourtour nord du lac Mistassini, à l'embouchure de la rivière Pépeshquasati.

On peut également observer des rythmites silteuses dans la vallée de la Témiscamie, au sud de l'importante accululation d'alluvions proglaciaires. L'ensemble suggère que cette vallée était partiellement ennoyée sous une vingtaine de mètres d'eau après le départ de la glace.

DÉPÔTS POST-GLACIAIRES

Alluvions

Les alluvions post-glaciaires sont celles qui sont attribuables à la configuration et au niveau des rivières actuelles. Ces sédiments tapissent le fond des vallées (p. ex. celle de la rivière Témiscamie) ou forment de basses terrasses reliées aux niveaux d'inondations des cours d'eau. Ils sont constitués de sable, de gravier et, localement, de blocs; les faciès à granulométrie plus fine, montrent localement de la matière organique.

Tourbe

Les tourbières sont abondantes dans la région. Près de la moitié d'entre elles montrent une configuration en lanières et dépressions (« string bog »; Allington, 1961). La plupart ont 0,5 km^2 ou moins de superficie et la plus grande couvre 3 km^2 et se situe à l'ouest de la rivière Témiscamie (latitude 51°18′ et longitude 72°28′). Bien qu'elles soient distribuées un peu partout dans la région, elles sont plus abondantes le long d'une bande de terrain à 400 m d'altitude, à la périphérie nord des lacs Mistassini et Albanel (figure 7). La tourbe est mince; une trentaine de mesures effectuées dans différentes tourbières ont montré des épaisseurs de 75 à 310 cm. Deux échantillons provenant de la tourbière du lac Einer (latitude 51°02′, longitude 72°58′) sont constitués essentiellement de tourbe de *Sphagnum*, faiblement décomposée, avec un résidu à la combustion de 7 a 14 % (cité dans St-Jacques & D'Aragon, 1976).

Sédiments lacustres récents

Les sédiments lacustres récents sont ceux qui se sont accumulés au fond des lacs actuels. Ces dépôts sont généralement constitués d'une mince couche de sédiments inorganiques, surmontée en contact graduel par une boue organique: la gyttja. L'épaisseur de ces sédiments, mesurée dans cinq lacs, varie de 1,1 à 3,8 m. La gyttja prélevée dans le lac Niskuk a fait l'objet d'une datation au radiocarbone afin de déterminer l'âge minimum de la déglaciation de la région (voir figure 53).

***

En résumé l'ensemble des sédiments meubles de la région témoigne d'une seule glaciation. En effet, nous n'avons pas observé de coupes où des sédiments non glaciaires sont intercalés dans les sédiments glaciaires. Les coupes sont cependant rares et une telle stratigraphie pourrait se présenter là où les forages ont recoupé des épaisseurs de mort-terrain excédant 60 m. Les sédiments glaciaires de Témiscamie appartiennent à la dernière glaciation du Pléistocène (Wisconsinien). Cependant, puisque la déglaciation de la région s'est effectuée aux alentours de 7500 à 6600 ans A.A. (voir section « Âge de la déglaciation », page 76), une partie du till déposé pendant cette période est d'âge Holocène (au sens de Hageman, 1971). Les sédiments stratifiés de contact glaciaire (eskers), les sédiments proglaciaires, ainsi que l'ensemble des sédiments post-glaciaires sont d'âge Holocène. Dans son ensemble, le till doit être désigné comme étant d'âge Pléistocène supérieur (Wisconsinien) à Holocène, une partie de celui-ci pouvant avoir été déposée pendant l'englaciation de la région.

Morphologie des terrains glaciaires

Les différents reliefs d'origine glaciaire sont divisés ici en deux groupes: ceux développés à la surface de la roche de fond (stries, cannelures etc.) et ceux développés à la surface du till (moraines, drumlins etc.). Cette division tient compte des besoins de la description, mais correspond aussi à deux ensembles distincts de processus glaciaires. Le premier témoigne de l'érosion glaciaire et le second a trait essentiellement aux phénomènes de sédimentation glaciaire.

FORMES D'ÉROSION DE LA ROCHE DE FOND

Les marques d'érosion glaciaire sur la roche de fond sont diverses et nombreuses. La figure 11 résume nos observations pour la région de Témiscamie. Toutefois, il n'est pas possible d'en déduire une quantification de l'érosion. D'une part, l'absence de régolites ou de zones d'altération profonde à la surface de la roche de fond indique que l'érosion glaciaire a été au moins suffisante pour « râcler » entièrement cette surface et la dégager de sa couche d'altération préglaciaire ou interglaciaire. D'autre part, un estimé du volume de sédiments glaciaires transporté ne peut nous donner qu'une approximation de l'ampleur de l'érosion. En effet, l'épaisseur moyenne des dépôts, telle que compilée pour l'ensemble de la région (figure 4), est de l'ordre de 3 à 4 m, ce qui donne un volume total de l'ordre de 48 km^3. Si l'on présume que la quantité de sédiments transportée du NE équivaut à celle exportée vers le SW, ce chiffre représente le volume de matériel érodé dans la région lors de la dernière glaciation. D'autre part, en tenant compte de la densité plus élevée de la roche en place, on obtient une tranche érodée d'environ 2 à 2,5 m d'épaisseur de roche saine, ce qui représenterait l'ampleur minimum de l'érosion glaciaire dans la région.

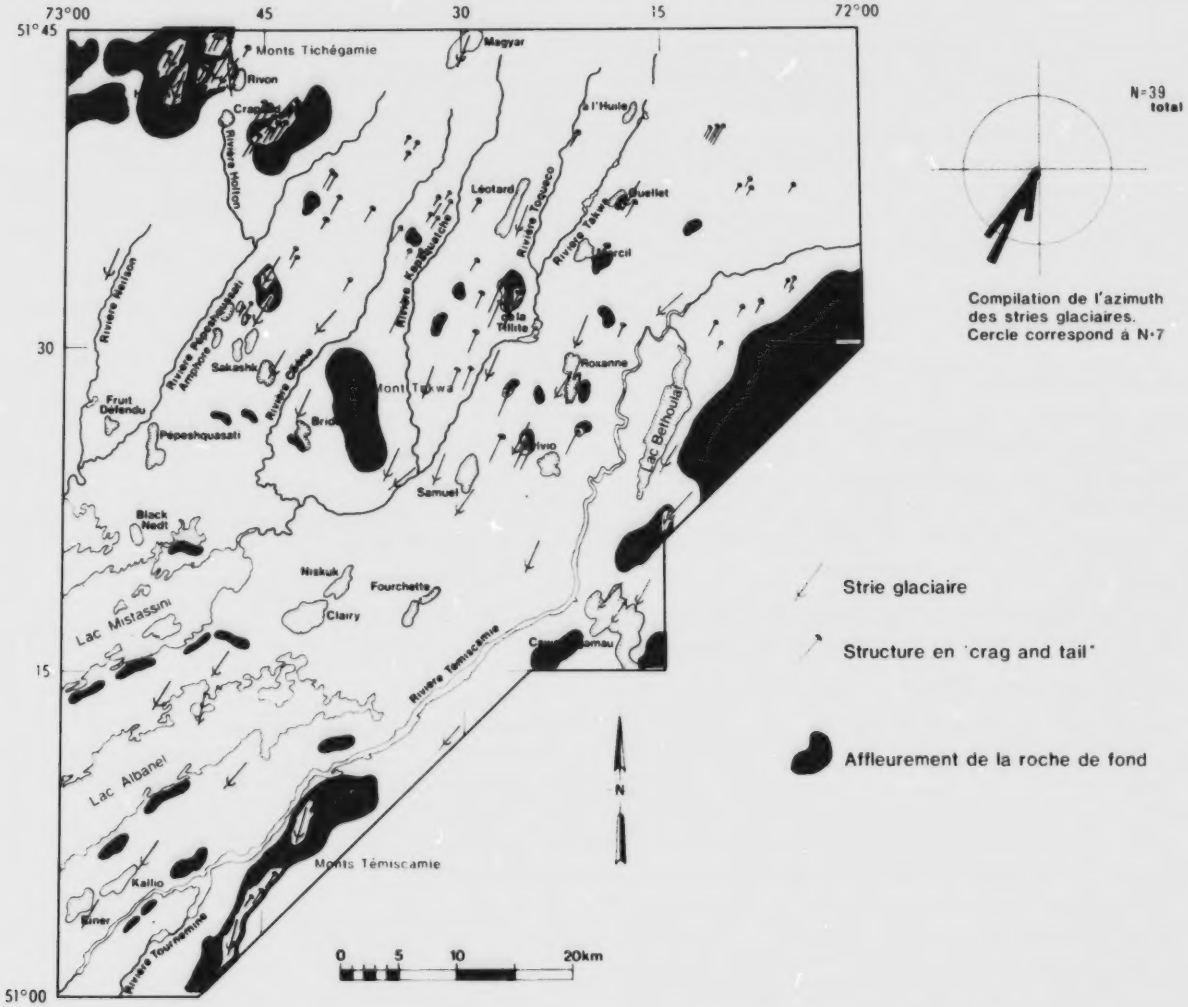


FIGURE 11 – Localisation des formes d'érosion glaciaire sur la roche de fond. Région de Témiscamie.

L'échelle des marques d'érosion glaciaire varie du millimètre au centimètre pour les stries et les cannelures, et du décamètre (hauteur) au kilomètre (longueur) pour les collines de roches fuselées et les structures en « crags and tails ». Toutes ces structures sont allongées dans la direction de l'écoulement glaciaire. Dans la section qui suit, nous avons attribué aux stries un sens vers le sud-ouest; cette orientation n'est cependant pas fondée sur la morphologie des stries elles-mêmes, mais plutôt sur le contexte et sur les indications de sens livrées par d'autres reliefs nettement asymétriques, comme les roches fuselées et les structures en « crags and tails ».

Stries

Nous avons observé des stries glaciaires sur 32 affleurements dans la région (figure 11). Sept autres sites ont déjà fait l'objet d'observations par Wahl (1953) et Neilson (1966) dans le secteur des rivières Témiscamie et Takwa.

Les stries les mieux développées et préservées se trouvent sur des roches métavolcaniques et métasédimentaires et, plus particulièrement, sur des roches sédimentaires à grain fin de la Formation de Témiscamie; ces lithologies sont celles qui, en proportion, présentent le plus de surfaces polies en affleurement. Sur le granite, le gneiss ou les roches sédimentaires clastiques aphébiennes, les polis glaciaires sont peu développés. Les roches dolomitiques de la Formation d'Albanel sont relativement solubles et, semble-t-il, rapidement corrodées par les eaux de surface; conséquemment, les polis glaciaires ne semblent pas y avoir été préservés.

À l'exception d'un groupe de mesures (Ignatius, 1956), toutes les stries de la région ne témoignent que d'un seul épisode d'écoulement glaciaire. Leur orientation moyenne est de S 3° W et varie de S 5° E à S 53° W, pour un écart total de 58°. Ignatius (op. cit.) signale la présence de stries perpendiculaires à l'écoulement général sur la face sud d'un affleurement de la

région du lac Sylvio. Il attribue ce changement d'orientation des stries à la déviation de la glace basale, lors de son écoulement autour d'un affleurement en relief. De plus, à l'exception d'un site localisé dans les monts Tichégamie, nous n'avons pas observé de stries superposées; le site des monts Tichégamie est localisé à l'ouest du lac Rivon (figure 11), à une altitude de 820 m. À cet endroit, un affleurement de roches métavolcaniques, bien poli par l'abrasion glaciaire, montre des stries orientées à S 35° W qui sont recoupées par un second ensemble orienté à S 5° E. Il s'agit là encore d'un cas isolé que nous attribuons à des variations locales de l'écoulement glaciaire. En effet, lors de la déglaciation de cette région de haut relief, la glace pouvait être canalisée successivement par différentes vallées. Des stries superposées ont aussi été observées dans la région de Baie-du-Poste; elles sont attribuables aux variations de contour d'une même marge glaciaire en retrait.

En conclusion, hormis quelques cas exceptionnels, l'ensemble des stries de la région ne relève que d'un seul mouvement glaciaire. L'écart (58°) relativement considérable dans la distribution des azimuths des stries pour la région de Témiscamie est significatif. Il indique que la plupart des marques observées ont pu être gravées pendant les dernières phases de la glaciation, à l'époque où la glace relativement mince subissait l'influence grandissante du relief sus-jacent. Un examen de la figure 11 montre que les monts Témiscamie ont provoqué une déflexion de l'écoulement général vers l'est, tandis que le massif de Béthoulat a détourné le flot vers l'ouest. Au sud du mont Takwa, l'écoulement a été dévié vers l'ouest. Cette déviation est attribuable à l'influence exercée par cette colline sur la configuration du front glaciaire en retrait.

Des marques d'origine non-glaciaire ont été observées à différents endroits dans la région. À la latitude 51°32', le long d'une rive concave de la rivière Pépeshquasati, elles se sont développées sur un affleurement de grès aphébien, à environ 1 m au-dessus du niveau de l'eau. Il s'agit de stries d'une longueur de 20 à 50 cm et d'une profondeur de 1 à 3 mm. Leur orientation varie systématiquement de l'amont vers l'aval de la surface, où elles deviennent parallèles à la direction du cours d'eau. Il est fort probable que ces stries soient d'origine glaciaire, c.-à.-d. qu'elles proviennent du frottement de glaçons transportés lors du dégel printannier. Des marques d'érosion similaires ont été observées le long des rivières Takwa et Témiscamie.

Compte tenu des observations précédentes et du contexte subarctique québécois, il est bon de signaler que les mesures d'orientation de stries et de direction de l'écoulement glaciaire doivent être soumises à un certain discernement.

Cannelures

Nous avons observé localement des cannelures de 15 à 35 cm de large et de 5 à 15 cm de profond. On les retrouve notamment sur des roches métasédimentaires à grain fin, près des chutes de la rivière Takwa, et sur une anorthosite qui affleure près de la rivière Témiscamie. Les parois de ces cannelures sont marquées de stries parallèles à l'écoulement glaciaire.

Broutures

Des broutures ou marques d'érosion en croissant ont été observées sur des grès à grain fin de la Formation de Témiscamie; elles sont localisées à la limite sud de la région, le long de la route d'Albanel (millage 107). Il s'agit de fractures d'une douzaine de centimètres de largeur qui se répètent une vingtaine de fois et qui sont disposées en traînées parallèles à l'écoulement glaciaire. Ces broutures se sont développées sur la face amont (« stoss ») d'une aspérité moulée de la roche de fond. Sur le même affleurement, chaque traînée de fractures peut être constituée de broutures convexes (creux vers l'aval glaciaire) ou concaves (creux vers l'amont glaciaire).

Ces marques ne sont pas de bons indicateurs du sens de l'écoulement glaciaire; on les attribue généralement à un rabottage de la roche de fond par un bloc transporté à la base du glacier, phénomène qui ressemble au glissement saccadé (« stick slip ») d'un outil. Des marques semblables de friction ont été notées sur des affleurements de granite près du lac Léotard; d'autres ont été décrites par Neale (1952) sur des gneiss localisés aux environs du lac Cawachigamau.

Roches fuselées

La plupart des formes fuselées de la roche de fond ressemblent à des « dos de baleine ». Il s'agit de bosselures asymétriques (2 à 45 m de long, 1 à 3 m de haut et 1 à 15 m de large) qui sont allongées dans la direction de l'écoulement glaciaire. Le côté amont (« stoss »), qui fait face à la source d'où s'écoulait la glace, est en général beaucoup plus long, à pente faible, et montre le plus souvent une surface régulière, adoucie, voire polie par l'abrasion glaciaire. Le côté aval (« lee »), qui fait face au sud, est en général beaucoup plus court, à pente forte, et constitue une surface très irrégulière, hachée d'aspérités anguleuses. Les bosselures de ce type sont généralement répétitives sur une certaine distance et créent, à petite échelle, un relief caractéristique que nous appelons une topographie de « stoss and lee ». Chacune de ces bosselures, de taille différente, correspond à la description classique des « roches moutonnées ». Ignatius (1956) en cite de magnifiques exemples dans le secteur du lac Béthoulat; il s'agit d'affleurements érodés qui ont été décapés par l'action des vagues. D'autres roches moutonnées forment des îles dans le lac Cawachigamau.

En fait, cette forme d'érosion de la roche de fond semble être généralisée à l'ensemble de la région. Les bosselures s'observant mal sur photographie aérienne, nous n'avons pu les cartographier systématiquement. Cependant, sous le couvert de sédiments meubles, il est probable que la surface du substratum rocheux prenne l'aspect d'un ensemble de « dos de baleine » de différentes grandeurs. Par analogie, cette surface aurait l'aspect d'une image figée d'un troupeau de baleines, regroupant des individus de toute taille nageant dans la même direction et le même sens que l'écoulement de la glace.

Dans tous les cas observés, les dimensions de ces « dos de baleine » sont reliées à l'espacement des joints ou des diaclases qui recoupent la roche de fond. Les aspérités et angularités de la face aval des affleurements sont délimitées sur plusieurs côtés par des plans de diaclases. Près du lac Marcil, le terrain situé en aval d'un champs de roches fuselées est jonché de blocs transportés par la glace. Ces blocs, de lithologie identique, ont été découpés de telle façon qu'on pourrait les replacer sur les faces aval des affleurements.

À différents endroits, une topographie en « stoss and lee » s'est développée sur le côté sud (aval glaciaire) de collines de roches plus considérables. En fait, ces collines présentent un profil asymétrique qui est l'inverse de celui des structures en « dos de baleine » et correspondent à des *drumlins rocheux*. Le meilleur exemple de ces drumlins a été observé à l'ouest du lac Roxane (figures 11 et 12); il s'agit d'une colline de gneiss d'environ 30 m de haut et de 115 à 120 m de large qui s'étire sur plus de 1 km dans la direction de l'écoulement glaciaire (S 22°W). Sur la face aval du drumlin (figure 12), on observe une série d'ondulations asymétriques de type « stoss and lee » qui s'étend sur une longueur d'environ 500 m. Ces ondulations ont une hauteur de 1 à 3 m et sont espacées de 15 à 20 m. Leur côté sud représente le point d'arrachement de blocs entraînés par la glace. Sur l'affleurement, il paraît assez évident que l'espacement des veinules de quartz et celui des diaclases sont à l'origine de cette topographie ondulée. Sur la face amont du drumlin, la roche montre un poli glaciaire avec stries et des creux anguleux qui correspondent à des cicatrices d'arrachement de blocs (« quarried bloc scars » – Bouchard, 1980). Ces creux ont en moyenne 30 cm de profond, 150 cm de large, et sont espacés d'environ 60 cm (voir A, figure 12). L'ensemble suggère que le drumlin a connu un épisode tardif d'arrachement de blocs succédant à un épisode plus long de moulage et d'abrasion.

Collines en « crags and tails »

Les collines en « crags and tails » sont des protubérances effilées constituées d'une bosselure proéminente de roche à l'amont (« crag ») et d'une longue traînée conique à l'aval (« tail »). La dimension de ces collines (figure 11) varie de 100 m à plus de 2 km de longueur, de 50 à 600 m de largeur et de 10 à 50 m de hauteur. De telles formes glaciaires sont particulièrement abondantes dans la demie nord de la région (altitude 450 à 600 m), entre les monts Tichégamie et les hautes terres de Béthoulat. Nous en avons aussi observé quelques exemples dans les monts Témiscamie.

En général, la traînée (« tail ») est essentiellement constituée de la roche en place qui est recouverte d'un mince placage de till; elle représente une zone du substratum rocheux partiellement soustraite à l'érosion glaciaire étant située « dans l'ombre » d'un obstacle résistant (« crag »). Un exemple de taille exceptionnelle peut être observé à l'est du lac Ouellet (figure 11). A cet endroit, la hauteur de la proéminence atteint 75 m et l'ensemble fait plus de 5 km de longueur jusqu'à l'extrémité de la traînée rocheuse.

Les structures en « crags and tails » se sont développées dans le granite, le gneiss, le gabbro et dans des lits résistants de la Formation de Papaskwasati. Proportionnellement, il semble cependant que ce soit le gabbro et les amas granitiques qui se prêtent davantage à la formation de ces structures glaciaires. Mis à part la lithologie, nous pensons que les autres facteurs qui ont pu détermi-

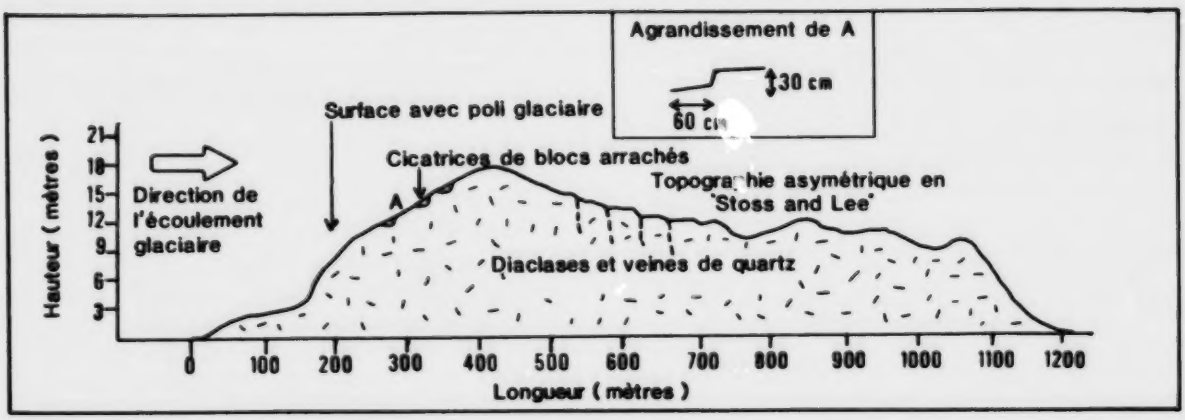


FIGURE 12 – Profil de drumlin de roche. Section établie à l'ouest du lac Roxanne.

ner leur formation sont la topographie pré-glaciaire et l'espacement des différents systèmes de diaclases.

L'orientation moyenne de ces structures régionales est de S 29°W, avec un écart très faible dans la distribution. Les orientations les plus divergentes de la moyenne se trouvent dans le secteur des monts Tichégamie, à des altitudes supérieures à 800 m.

FORMES D'ÉROSION, DE MOULAGE OU DE SÉDIMENTATION DU TILL

Les formes que nous avons décrites dans les pages précédentes concernent la surface de la roche de fond. Cependant, dans la majeure partie de la région, la surface du socle est enfouie sous une couche de till d'épaisseur variable. En général, lorsque le till est mince, il ne masque pas le relief de la roche de fond. Par contre, là où il est suffisamment épais, il montre une topographie qui lui est propre. C'est ce type de terrain que nous décrivons par l'expression « terrains morainiques » qui sera détaillée ci-après.

Description des terrains morainiques

Dans la région de Témiscamie, trois types de topographie caractérisent les terrains morainiques suivants: la moraine de fond (fuselée ou non), les moraines mineures (incluant les moraines de Rogen) et les moraines à buttes et dépressions. Le premier type est de relief faible (<5 m) et montre des pentes relativement douces (<15°), sans arrangement particulier ou sans forme particulière; il correspond à une « plaine de till » ou à une *moraine de fond* au sens de Flint (1971). Par endroit, la moraine de fond présente un relief fortement linéaire avec des collines allongées et effilées ou des sillons orientés dans le sens de l'écoulement glaciaire; il s'agit de la *moraine de fond à surface fuselée*. Le second type

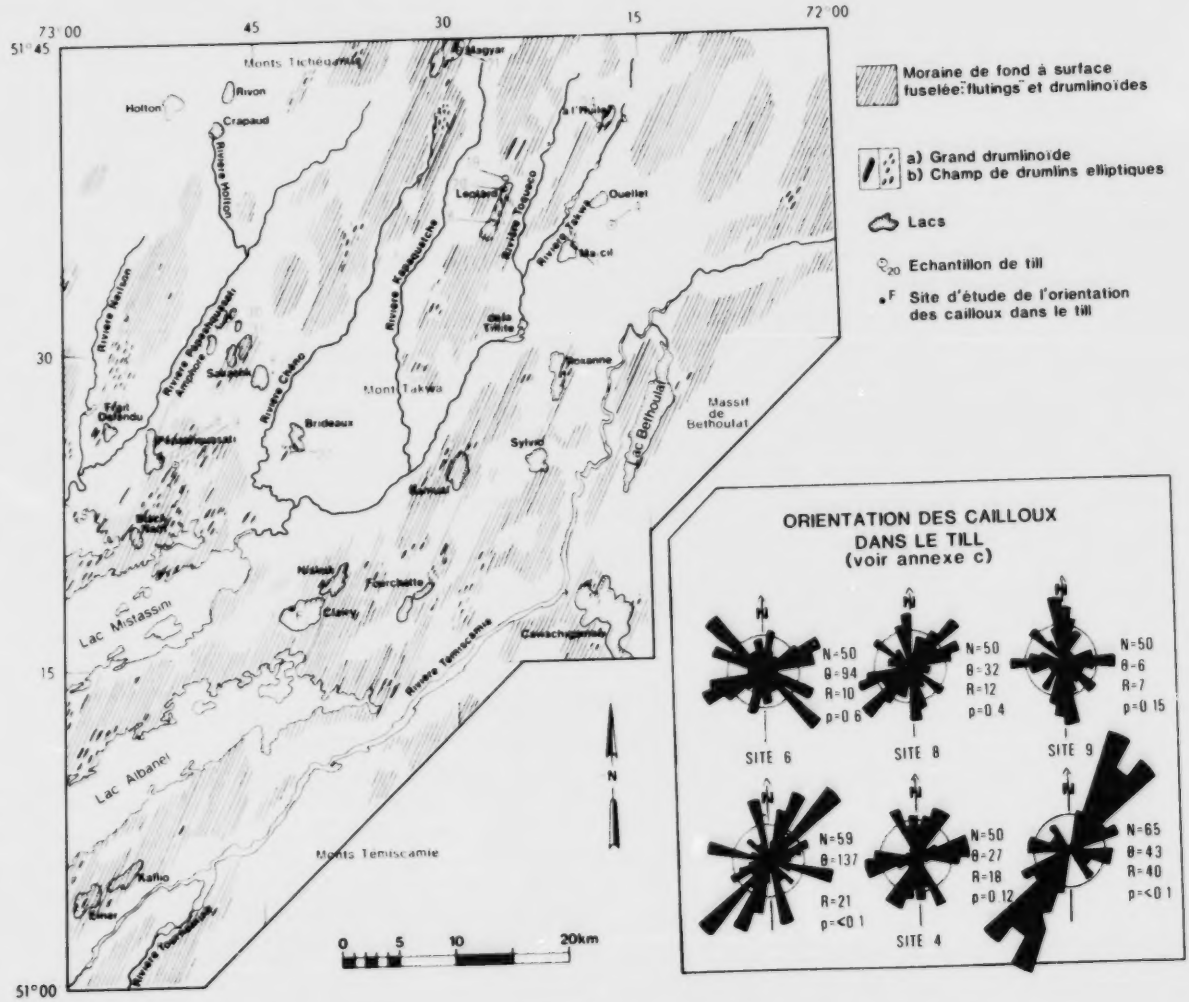


FIGURE 13 – Localisation des moraines de fond à surface fuselée. Région de Témiscamie.

est représenté par une série d'éléments en creux ou en relief, orientés transversalement à la direction de l'écoulement glaciaire; on le retrouve dans les *moraines de Rogen* et les *moraines mineures non différenciées*. Enfin, le dernier type est caractérisé par des dénivellations élevées ($\geq$ 5 m), des pentes fortes (>15°) et un arrangement chaotique des éléments de la topographie; il correspond aux *moraines à buttes et dépressions* (« hummocky moraines »).

MORAINE DE FOND ET MORAINE DE FOND À SURFACE FUSELÉE

Environ 80 % de la surface de la région est représentée morphologiquement par une moraine de fond (figure 7) et plus de 80 % de cette moraine présente une surface fuselée (figure 13).

Morphologie

La linéation glaciaire est particulièrement bien développée et préservée dans les zones interfluviales, c.-à-d. dans les parties hautes de la topographie. Cette linéation est mise en relief par les éléments topographiques suivants:

- de grandes collines, longues, basses, effilées et distinctes que nous appelons des *drumlinoïdes*;
- des collines plus courtes, plus hautes, plus « ramassées », aux contours elliptiques et qui répondent à la définition classique des *drumlins*;
- et enfin un ensemble d'*arêtes* et de *sillons* dont la taille, la continuité et l'espacement variables confèrent à la surface des dépôts cet aspect d'une linéation fine et généralisée (« fluting »).

Presque toutes les formes intermédiaires à chacun de ces éléments topographiques sont présentes, de sorte qu'il s'agit en réalité d'un continuum de formes linéaires (figure 14). La direction de l'écoulement glaciaire mesurée à partir de ces structures est relativement uniforme dans la région, avec une orientation moyenne de S 29°W. Cependant, on peut observer localement un écart dans l'orientation de certaines linéations, ce qui suggère qu'elles ne se sont pas développées simultanément. Par exemple, pour diverses raisons qui seront discutés plus loin, il paraît évident que les drumlins se sont développés après les grands drumlinoïdes.

Drumlinoïdes

La plupart des drumlinoïdes de la région sont constitués essentiellement de till. Cependant, ils peuvent montrer localement des pointements de la roche de fond qui sont généralement localisés à l'amont glaciaire. Les drumlinoïdes sont des formes résultant du moulage de la surface du till pendant ou peu après sa sédimentation; ils sont formés par le mouvement de la glace sur un till partiellement ou totalement déposé. Il est probable que des aspérités de la roche de fond aient pu agir comme points d'ancrage pour le développement de ces fuselages.

Les drumlinoïdes font de 100 m à plus de 3 km en longueur, de 30 à 600 m en largeur, et de 10 à 25 m en hauteur. La plupart, dont les plus longs, se sont développés dans la partie sud de la région sur le substratum dolomitique (figure 13). Ces structures sont également présentes au sud de la région, depuis la région de Témiscamie jusqu'à l'ouest de la ville de Chibougamau. Ils forment ainsi un champ d'une trentaine de kilomètres de large par plus de 100 kilomètres de long. À priori il semble exister une relation entre le caractère du till développé à partir des roches dolomitiques et le développement de ces drumlinoïdes.

Dans la partie sud de Témiscamie, à l'intérieur du champ de drumlinoïdes, il semble que les drumlinoïdes se soient disposés partiellement au hasard. En effet, l'espacement entre ces collines fuselées est irrégulier. Certaines d'entre elles se chevauchent, i.e. que l'on peut observer çà et là un drumlinoïde partiellement enfoui, par le côté ou l'amont, sous un autre drumlinoïde.

Drumlins

Les drumlins sont des collines elliptiques qui font de 50 à 350 m de long, de 5 à 10 m de haut et de 25 à 120 m de large. Ils forment des essaims dispersés, chacun couvrant une superficie de quelques kilomètres carrés. La plupart de ces petits champs de drumlins se trouvent dans la partie nord de la région (figure 13), les plus beaux exemples étant localisés à proximité des lacs Magyar, Léotard et Marcil. Dans ces champs, les drumlins ont tendance à se disposer en échelon. À proximité des lacs Léotard et Magyar, les drumlins viennent se superposer et se souder latéralement aux moraines de Rogen. Ailleurs, notamment au nord du lac Marcil et près du lac Cawachigamau, la transition entre les essaims de drumlins et les moraines de Rogen s'effectue plutôt longitudinalement, i.e. de l'amont vers l'aval glaciaire.

Il est remarquable de constater que, pour un secteur donné, l'orientation des drumlins est en général différente de celle observée pour des formes plus grandes telles les drumlinoïdes et les collines en « crags and tails ». Cette différence a été observée notamment dans les secteurs des lacs Léotard, Marcil et Fourchette où les écarts entre les orientations moyennes des deux structures peut atteindre plus de dix degrés.

Arêtes et sillons

Les formes en arêtes et sillons sont de taille et de continuité variables, avec des espacements latéraux (mesurés de creux en creux) qui vont de 15 à 200 m. Du

FIGURE 14 – Photomosaïque non contrôlée de la partie orientale de la région d'étude. On remarque la linéation glaciaire régionale et l'abondance de formes glaciaires fuselées.

point de vue descriptif comme du point de vue génétique, ces formes sont de trois types:

- des *arêtes*, i.e. des formes positives attribuables au moulage du till par la glace en mouvement, les sillons n'étant que des zones inter-arêtes;
- des *sillons*, i.e. des formes en creux attribuables à l'érosion glaciaire du till, les arêtes n'étant que des zones inter-sillons et pouvant représenter une surface non érodée du till;
- une combinaison d'*arêtes* et de *sillons* représentant à la fois le moulage et l'érosion du till par la glace.

Sur photographies aériennes, lorsque l'espacement entre les arrêtes et les sillons est faible (de l'ordre de 15 à 50 m), ces structures prennent l'aspect de cannelures (« flutings »), l'emphase appartenant aux sillons et l'ensemble suggérant une surface cannelée de till. Ce modelé peut s'étendre sur une distance qui varie de plusieurs centaines de mètres au kilomètre; le parallélisme et la rectitude des sillons sont alors remarquables.

Lorsque l'espacement entre les sillons est plus grand (de l'ordre de 100 m), ces structures s'apparentent à une série d'arêtes dont le mode de formation équivaut à celui des drumlinoïdes.

Il arrive que l'on observe un patron de cannelures (« fluting ») superposé aux drumlinoïdes ou aux « crags and tails ». Dans ces cas, il y a généralement un écart entre l'orientation de cette structure et celle des grandes formes fuselées.

Composition et structure interne

Le till qui compose la moraine de fond a été étudié dans des puits d'observation et dans des coupes effectuées à certains sites spécifiques de la région de Témiscamie.

Puits d'observation

Le till a été échantillonné sur 15 sites (figure 13 et tableau 3). Une dizaine de ces puits ont permis un échantillonnage dans la moraine de fond à surface fuselée. L'orientation du grand axe des cailloux a été mesurée à six sites (4,6,8,9,F_1 et F_2).

Un till silto-sablonneux, généralement massif et compact, a été observé aux sites 8, 18, 27 et 31. Au site 8, localisé à l'extrémité sud d'un drumlinoïde qui affleure à l'est du lac Pépeshquasati, le till montre une fissilité bien développée et l'orientation du grand axe des cailloux est parallèlle à celle du drumlinoïde. Un till aux propriétés structurales et texturales similaires a été observé aux lacs Sakahsk (site F_1) et Clairy (site F_2). Près du lac Marcil (site 1), le till correspond à un loam sablonneux. À l'est du lac Pépeshquasati, il est sablonneux (sites 6 et 9) et montre une orientation du grand axe des cailloux qui est soit transversale à la linéation glaciaire (site 6) ou soit oblique par rapport à l'orientation du drumlinoïde échantillonné (site 9). À l'est du lac de l'Amphore un till silto-sablonneux (site 31), massif et compact, est recouvert d'un niveau (1,2 m d'épaisseur) de till sablonneux (site 30), graveleux et lâche, qui montre des poches de gravier bien trié. Pour les sites 19, 20, 21 et 24, qui correspondent à des excavations dans des drumlins ou des drumlinoïdes, l'échantillonnage du till a dû s'arrêter à l'horizon B des podzols à cause d'un phénomène de cimentation et d'induration trop prononcé. Nous croyons que les échantillons provenant de ces horizons éluviés ont pu être modifiés sur le plan de la texture ou de la structure.

TABLEAU 3 – Résumé des principales caractéristiques du till dans la moraine de fond de la région de Témiscamie. La localisation des échantillons est montrée sur la figure 13.

Site échantillonné	Localisation	Terrain morainique	Propriétés texturales du till	Orientation des cailloux[2]	Classification texturale de la matrice
1	Lac Marcil	Moraine de fond	Compact-massif	–	Loam sablonneux
4	Lac Ouellet	Moraine de fond	Compact-pseudolité(?)	Parallèle et oblique	Sablonneux
6	Lac Pépeshquasati	Drumlinoïde	Compact-massif	Transversale	Sablonneux
8	Lac Pépeshquasati	Drumlinoïde	Compact-fissile	Parallèle	Silto-sablonneux
9	Lac Pépeshquasati	Drumlinoïde	Compact-fissile	Oblique	Sablonneux
18	Lac Léotard	Drumlin	Lâche-massif	–	Silto-sablonneux
19	Lac Léotard	Drumlin	Modifié[1]	–	Sablonneux
20	Lac Léotard	Drumlin	Modifié[1]	–	Sablonneux
21	Lac Magyar	Drumlinoïde	Modifié[1]	–	Sablonneux
24	Lac à l'Huile	Drumlinoïde	Modifié[1]	–	Sablonneux
27	Lac Brideaux	Drumlinoïde	Compact-massif	–	Silto-sablonneux
30	Lac de l'Amphore	Drumlinoïde	Lâche-trié	–	Sablonneux
31	Lac de l'Amphore	Drumlinoïde	Compact-massif	–	Silto-sablonneux
F_1	Lac Sakahsk	Drumlinoïde	Compact-massif	Parallèle	–
F_2	Lac Clairy	Drumlinoïde	Compact-massif	Parallèle	–

[1] Modifié par les processus d'évolution du sol;
[2] Orientation du ou des modes par rapport à la direction de l'écoulement glaciaire.

Enfin, au SE du lac Ouellet (site 4), la moraine de fond ne présente pas de surface fuselée et la linéation glaciaire est floue, diffuse, et semble masquée par une autre couche irrégulière de sédiment. Par ailleurs, de profonds chenaux d'eau de fonte ont incisé ce dépôt et le till a été observé à la partie supérieure d'une coupe naturelle, sur la paroi d'un de ces chenaux. Il s'agit d'un diamicton sablonneux qui montre, à 25 cm sous la surface du sol, une bande subhorizontale de cailloux et de petits blocs agglomérés qui rappelle vaguement un litage grossier. L'orientation du grand axe des cailloux présente deux modes distincts, l'un parallèle, l'autre oblique à la direction glaciaire.

Coupes

Le till qui compose la moraine de fond à surface fuselée a été observé en coupe, au milage 105 de la route d'Albanel, soit à environ 2,2 km au NW du pont qui enjambe la rivière Témiscamie (site A, figure 15). Au

FIGURE 15 – Stéréogramme montrant un segment de 10 km de longueur de la route d'Albanel au sud de la région d'étude. La partie encadrée en C délimite une moraine de Rogen. Les points A et B localisent des coupes dans le till de fond, lesquelles sont illustrées à la figure 16.

FIGURE 16 – Coupes dans le till de fond exposé aux sites A et B de la route d'Albanel (voir figure 15).
A – Till de fond au site A
B – Till de fond surmonté d'un till d'ablation (haut de la coupe). Les blocs proviennent du till d'ablation. Site B.

site A, de grands drumlinoïdes effilés et orientés à S25°W se sont développés. Les coupes localisées de chaque côté de la route exposent environ 4,2 m de till massif qui repose directement sur la roche de fond constituée d'argilites de la Formation de Témiscamie (figure 16A). La figure 17 montre une coupe schématisée du dépôt et résume les principales caractéristiques structurales et lithologiques du till.

Le till est gris (5 Y 5/1) à gris foncé (5 Y 4/1) et devient brunâtre à la partie supérieure où il forme une zone oxydée d'environ 1,1 m d'épaisseur. Il est très compact (3 à 4 kg/cm^2) et les clastes représentent 7 à 10 % de la surface exposée en coupe. La plupart des cailloux dolomitiques ou pélitiques ont des surfaces polies et striées, des arêtes adoucies et des facettes d'abrasion. Ce sédiment contient 11,6 % d'argile et peut être classifié comme un loam. Il est évidemment beaucoup plus argileux que celui observé dans des puits plus au nord, au centre de la région de Témiscamie. Ce phénomène vient du fait que le till de la route d'Albanel provient de débris d'argilite et de dolomie, tandis que celui plus au nord provient surtout de débris de granite, de gneiss et de grès.

Le till est massif et ne montre aucune structure évidente (figure 17). Toutefois, près du contact avec la roche de fond, dans une zone d'environ 5 cm d'épaisseur, nous avons observé de petites lentilles de sable fin (couleur plus claire), subparallèles au contact et qui ressortent de l'ensemble. Ces lentilles, épaisses de quelques millimètres et longues de quelques centimètres, sont en contact très net avec la matrice argileuse. Elles ont du se former par l'expulsion d'une partie de l'eau intersticielle du till pendant ou peu après sa sédimentation.

Au site A, des mesures de l'orientation du grand axe des cailloux effectuées à quatre niveaux différents (A,B,C,D) ont livré les résultats suivants (voir annexe C):

- un mode d'orientation préférentielle, parallèle ou transversal à l'écoulement glaciaire, s'est développé au niveau B;
- les mesures effectuées aux niveaux A et C ne détectent pas d'orientation préférentielle ($p = 0,42$ et $0,52$);
- au niveau A, la distribution des mesures est bimodale et un mode transversal à la direction de l'écoulement glaciaire prédomine;
- dans le niveau C, la distribution semble erratique ($Ø = 92°$ et $p = 0,52$), bien qu'un faible mode parallèle à l'écoulement glaciaire se discerne.

En résumé, on peut dire que les cailloux de ce till ont leur grand axe orienté parallèlement ou transversalement à l'écoulement glaciaire et ce, d'une façon plus ou moins bien accentuée. Les stries observées sur la roche de fond ont une orientation de S20°W, ce qui correspond à un écart de cinq degrés avec l'orientation des drumlinoïdes à la surface. Il faut aussi préciser que toutes les mesures d'orientation des cailloux sont douteuses étant donné qu'elles ont été effectuées à la boussole. En effet, la Formation de Témiscamie, qui constitue le substrat, est elle-même magnétique et pertube les lectures. Toutefois, les données ont une valeur relative cohérente et consistante parce qu'elles ont toutes été prises au même endroit.

D'autres informations concernant la distribution des blocs dans le till et à la surface sont schématisées à la figure 17; elles sont discutées plus loin dans ce rapport (voir rubrique « Caractéristiques des tills » page 53). Le till exposé au site A est interprété comme un till de fond à cause de ses propriétés texturales et structurales et de sa position au-dessus de la roche de fond striée.

MORAINES DE ROGEN

Les moraines de Rogen (Lundqvist, 1969) correspondent à ce que les auteurs anglo-saxons nord-américains appellent les « ribbed moraines ». Selon Prest (1968), ce dernier terme est essentiellement descriptif et désigne un terrain morainique où des éléments de relief,

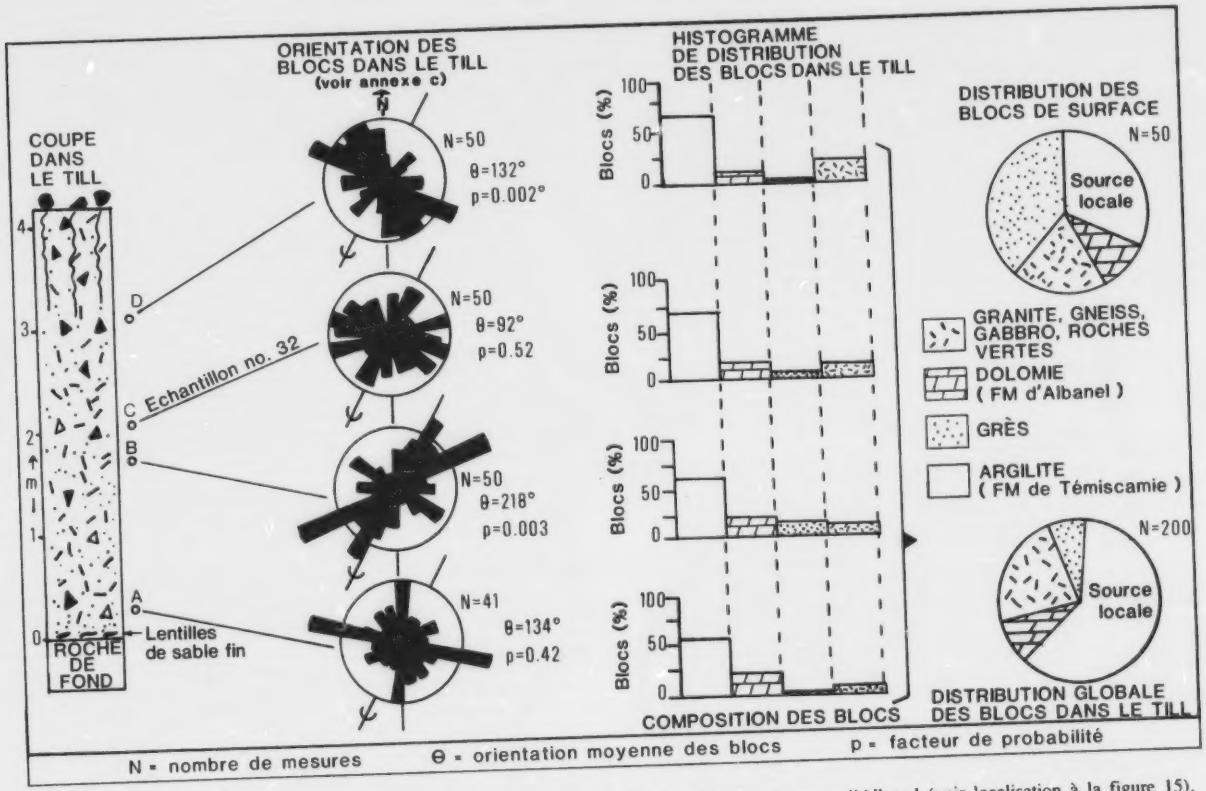


FIGURE 17 – Résumé des observations provenant d'une coupe dans le till de fond. Site A, route d'Albanel (voir localisation à la figure 15).

assez persistants et de taille respectable (« large scale » – Prest, 1968), présentent une orientation transversale à la direction de l'écoulement glaciaire et confèrent à l'ensemble un aspect côtelé. L'adjectif « ribbed » fut introduit par Lee (1959) et souligne l'analogie que peut présenter l'aspect de ces terrains avec la disposition des côtes dans une cage thoracique. En Europe, ces terrains sont appelés *moraines de Rogen*. Ce terme, que nous adoptons ici, réfère à la région du lac Rogen dans la partie occidentale de la Suède, là où le terrain morainique représente l'archétype de ce genre de topographie glaciaire. Dans cette région, l'aspect côtelé est donné par un modelé de crêtes arrondies et grasses, qui font de 50 à 200 m de large et de 5 à 20 m de haut. Ces crêtes arquées sont espacées (de sommet à sommet) de 90 à plus de 200 m et montrent une concavité vers l'aval glaciaire. En langue anglaise, le terme « ribbed moraine » désigne un terrain à contour plus ou moins bien défini, où se rencontre un ensemble de crêtes morainiques; il désigne ainsi un « champ », et non pas une ou des crêtes individuelles (Hughes, 1964). Cette approche est souhaitable à plus d'un égard. Ainsi, dans notre entendement, le terme « moraine de Rogen » désigne un champ plus ou moins bien défini de crêtes arquées, où l'ensemble du terrain prend l'aspect d'une surface côtelée.

Dimension et forme des champs

On peut reconnaître une trentaine de champs de moraine de Rogen dans la région (figure 18); leur superficie varie de 2 à 15 km^2. Le plus étendu se trouve à la latitude 51°40′N, entre la rivière Takwa et les lacs Marcil et Ouellet.

Presque invariablement, le grand axe de ces champs de moraine s'allonge parallèlement à la direction glaciaire, c.-à-d. perpendiculairement aux arêtes morainiques. La longueur maximum observée pour le champ des lacs Marcil-Ouellet est de 6,5 km. Au nord de la région, sur la plateau d'Hippocampe, Prest *et al.*, (1968) ont reconnu une vaste étendue de « ribbed moraine » qui couvre plusieurs centaines de km^2. À l'examen sommaire des photographies aériennes, il apparaît que cette vaste zone est composée d'une mosaïque de moraines de Rogen regroupant des champs distincts de 15 à 30 km^2 et couvrant plus de 80 % de la superficie. Ces champs sont, pour la plupart, allongés dans la direction de l'écoulement glaciaire; ils se disposent en ligne et un grand nombre d'entre eux sont contigus, latéralement et longitudinalement. Dans ce secteur, l'identification de champs distincts repose sur des variations locales de certains caractères morphologiques tels que la largeur et la courbure des crêtes morainiques, lesquelles sont plus ou moins uniformes à l'intérieur d'un même champ.

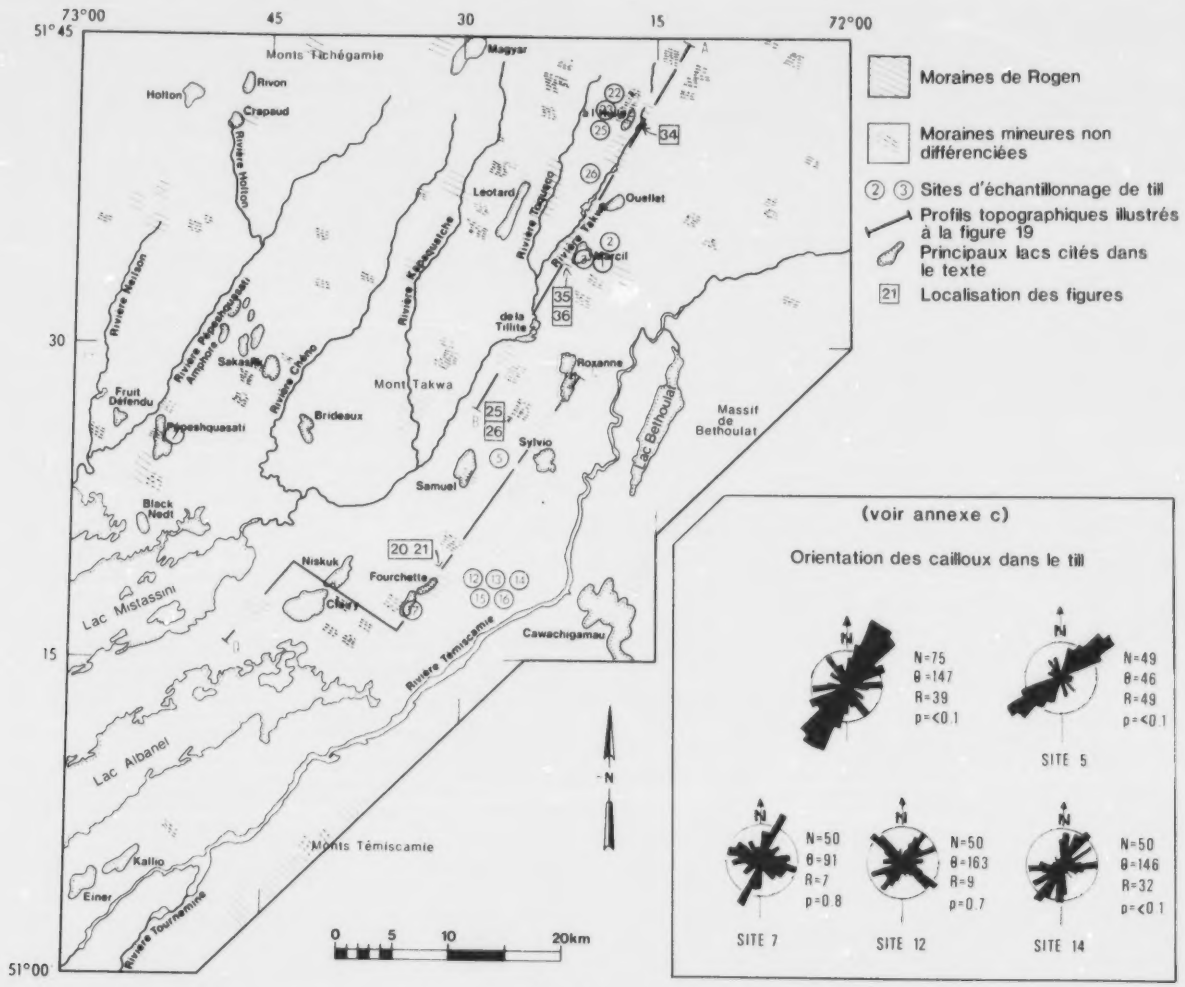


FIGURE 18 – Localisation des moraines de Rogen et des moraines mineures dans la région de Témiscamie.

Localisation

Dans l'ensemble, les moraines de Rogen occupent les parties basses de la topographie, les parties plus hautes étant occupées essentiellement par la moraine de fond à surface fuselée.

La plus grande concentration de ces champs morainiques affleure le long d'une bande orientée NE-SW, dans la partie orientale de la région (figure 18). Les profils A-B et C-D (figure 19), interprétés le long de cette bande, permettent de conclure que la plupart des moraines de Rogen se sont développées dans des bassins ou des concavités de la roche de fond. Nous en déduisons que leur développement pourrait être relié à la présence d'une contre-pente ou d'un relief faisant obstacle à l'écoulement de la glace. Il y a cependant, localement, un certain nombre de ces moraines qui ne semblent pas associées à un tel phénomène.

Supposons que l'on trace une ligne qui traverse la région parallèlement à la direction de l'écoulement glaciaire. Ensuite, projetons sur cette ligne les limites nord et sud de tous les champs de moraines de Rogen que nous avons pu identifier. Cet exercice permet de constater que, collectivement, les moraines de Rogen forment un continuum tout le long de cette ligne. En d'autres mots, elles ne semblent pas occuper une ou plusieurs zones préférentielles et, conséquemment, ne paraissent pas être reliées à des étapes particulières du retrait du front glaciaire dans la région.

Enfin, nous avons observé que ce type de moraine affleure à des altitudes différentes, nonobstant le fait que pour un secteur et une altitude donnés, elles occupent les points bas. Nous avons également remarqué qu'elles se sont développées sur presque toutes les lithologies de la roche de fond, bien qu'elles soient plus abondantes en terrains gneissiques.

Morphologie des crêtes morainiques

À l'intérieur du champ que constitue la moraine de Rogen, les crêtes morainiques montrent un tracé arqué

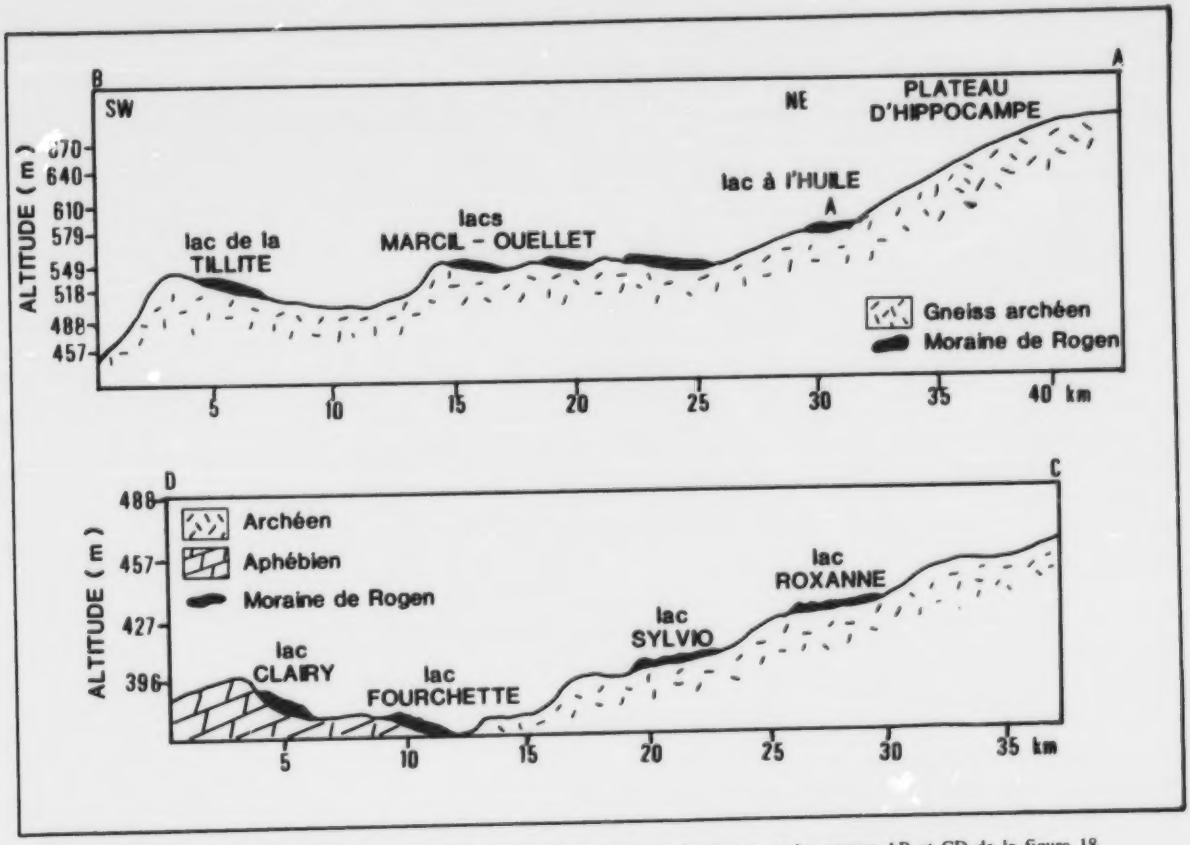


FIGURE 19 – Profils topographiques idéalisés des moraines de Rogen localisées sur les coupes AB et CD de la figure 18.

avec une concavité vers l'aval glaciaire. L'image suivante peut être utile: le tracé général des arêtes imite un arc bandé, disposé de façon à permettre de tirer une flèche en direction du glacier. Il arrive que, dans le détail, le tracé de chacune des arêtes soit sinueux le long de cet arc et composé de l'aboutement de plusieurs petits arceaux. Cette géométrie fait que le pourtour amont (glaciaire) des bourrelets morainiques paraît lobé tandis que le pourtour aval paraît cuspidé, l'ensemble n'étant pas sans rappeler le dessin de rides fluviales ou éoliennes. Les pourtours opposés de deux bourrelets successifs sont souvent conformes l'un à l'autre et donnent l'impression qu'ils pourraient géométriquement s'imbriquer l'un dans l'autre, comme les pièces d'un casse-tête; ce phénomène est caractéristique de la moraine du lac Clairy figure 18). Dans d'autres champs, il est également courant d'observer que les pourtours opposés de deux crêtes adjacentes soient divergents créant une série d'élargissement sub-circulaires le long de l'espace entre ces deux crêtes. Dans les champs de Marcil et de Ouellette, la configuration des arêtes morainiques est accentuée par des baies et des bras de lacs actuels qui, à leur tour, enserrent d'innombrables îles représentant le sommet de crêtes submergées.

Toutes les crêtes que nous avons observées montrent latéralement (en se déplaçant le long d'une crête donnée) un relief ondulant, formé d'une succession irrégulière de selles et de bosses avec des dénivellations pouvant atteindre 10 m. Par ailleurs, le long de ces crêtes, nous avons observé certaines « bosses » qui semblent appartenir à un autre type de modelé glaciaire; il s'agit plutôt de monticules à pente plus ou moins forte (25 à 30°) qui sont superposés à la surface de la moraine. Ces reliefs appartiennent aux moraines à buttes et dépressions.

Près du lac Fourchette (figures 20 et 21), un profil levé au théodolite au travers d'une série de crêtes dans la moraine de Rogen permet les observations suivantes:

- les pentes proximales (du côté amont glaciaire) varient de 7 à 23°. Nous croyons que ces gradients élevés sont clairement attribuables a l'érosion des espaces inter-crêtes par des chenaux postérieurs à la formation des moraines, la pente moyenne se situant plutôt entre 7 et 12°;
- les pentes distales varient de 7 à 25° et les mêmes remarques s'appliquent pour expliquer ces gradients élevés;
- bien qu'il n'y ait pas asymétrie très apparente, l'examen de deux crêtes dans la partie nord du profil montre que ces bourrelets ont une pente plus faible du côté proximal (6 à 7°) que du côté distal (12 à 14°). Une

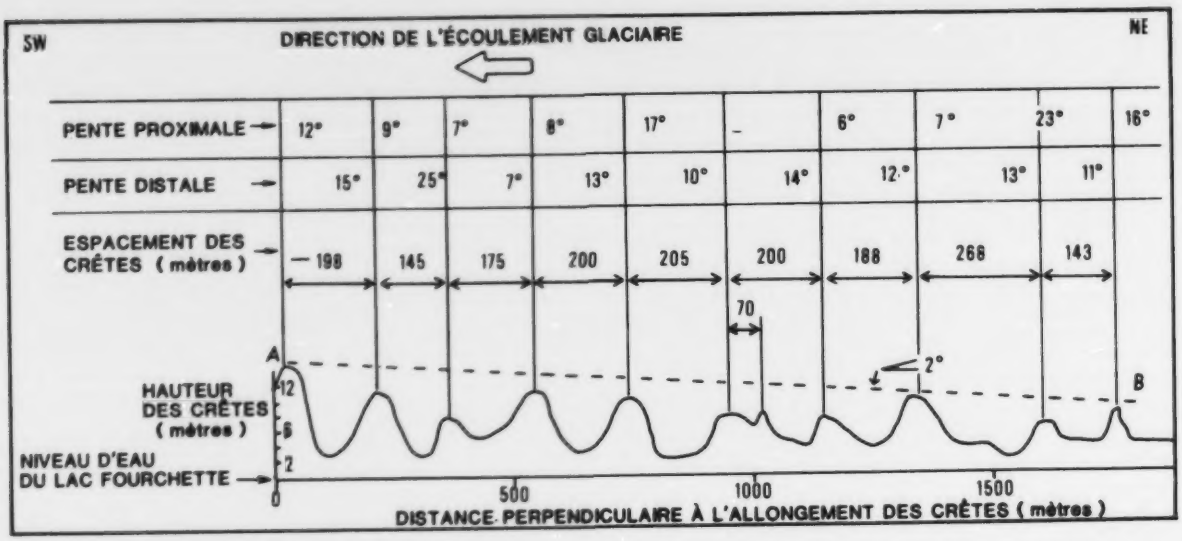


FIGURE 20 – Profil topographique d'une partie de la moraine de Rogen du lac Fourchette. Localisation sur les figures 18 et 21.

telle asymétrie nous paraît évidente à l'examen d'autres moraines de Rogen (p.ex. la moraine du lac Roxane);

- l'espacement des crêtes, mesuré de sommet à sommet, varie de 145 à 268 m. Une de ces crêtes paraît dédoublée et composée de deux arêtes espacées de 70 m;
- un plan imaginaire passant par le sommet des différentes crêtes serait légèrement incliné vers l'aval du glacier, avec une dénivellation de moins de 3 m sur une distance de plus de 1 km (figure 20).

Cette dernière observation est importante pour la compréhension du mode de formation de ce type de moraine. Nous avons donc convenu d'appeler ce plan imaginaire le « plafond » de la moraine, car c'est ainsi que nous y référerons plus loin dans le texte.

Linéations de surface

À l'intérieur de la moraine de Rogen, la forme et la surface des crêtes montrent une linéation orientée dans le sens de l'écoulement de la glace. La linéation glaciaire se manifeste à deux échelles: d'abord au niveau de la forme des crêtes et, ensuite, au niveau de la surface des dépôts.

Nous avons déjà décrit les crêtes de ce type de moraine comme étant caractérisées par une série d'arceaux lobés en amont ou cuspidés en aval. Il arrive cependant que certains de ces arceaux prennent en plan l'aspect d'ogives ou d'arcs brisés qui pointent vers l'amont ou l'aval glaciaire. La zone axiale de ces ogives coïncide généralement avec une bosse sur la crête morainique qui prend alors un aspect fuselé et s'oriente parallèlement à l'écoulement glaciaire.

Par ailleurs, sur photographie aérienne, la surface des crêtes montre de fins linéaments parallèles à l'écoulement glaciaire et auxquels nous donnons le nom de cannelures ou « flutings ». Ces cannelures sont en tout point analogues à celles observées sur la moraine de fond. Très répandues, elles sont remarquablement parallèles entre elles et recoupent toutes les crêtes. Lorsque ces cannelures sont bien exposées, les photographies montrent qu'elles traversent le champ morainique de part en part. Cependant, elles ne sont visibles que sur les surfaces des crêtes, comme si chaque ligne pouvait représenter un trait en tireté. Cette observation doit être mise en parallèle avec le concept de « plafond » de la moraine que nous avons introduit précédemment. Il en résulte que le plafond de la moraine est en fait une surface cannelée (« fluted ») de part en part.

La linéation glaciaire suggère que les moraines de Rogen sont d'origine sous-glaciaire ou qu'elles ont été chevauchées subséquemment par une réavancée glaciaire. Comme il n'existe aucune évidence stratigraphique d'une réavancée glaciaire, on en conclut que les moraines ont une origine sous-glaciaire.

Relations de contact avec d'autres types de moraines

Nous décrivons maintenant les principales relations de contact que nous avons observées entre les moraines de Rogen et les terrains morainiques suivant: grands drumlinoïdes, champs de drumlins elliptiques et moraines à buttes et dépressions.

Moraines de Rogen vs grands drumlinoïdes

La moraine de Rogen occupe le bas de la topographie (une vallée par exemple) et la moraine de fond se trouve plus haut, sur l'interfluve. De plus, l'orientation des linéaments glaciaires de la moraine de Rogen est différente de celle des grands éléments du relief de la moraine

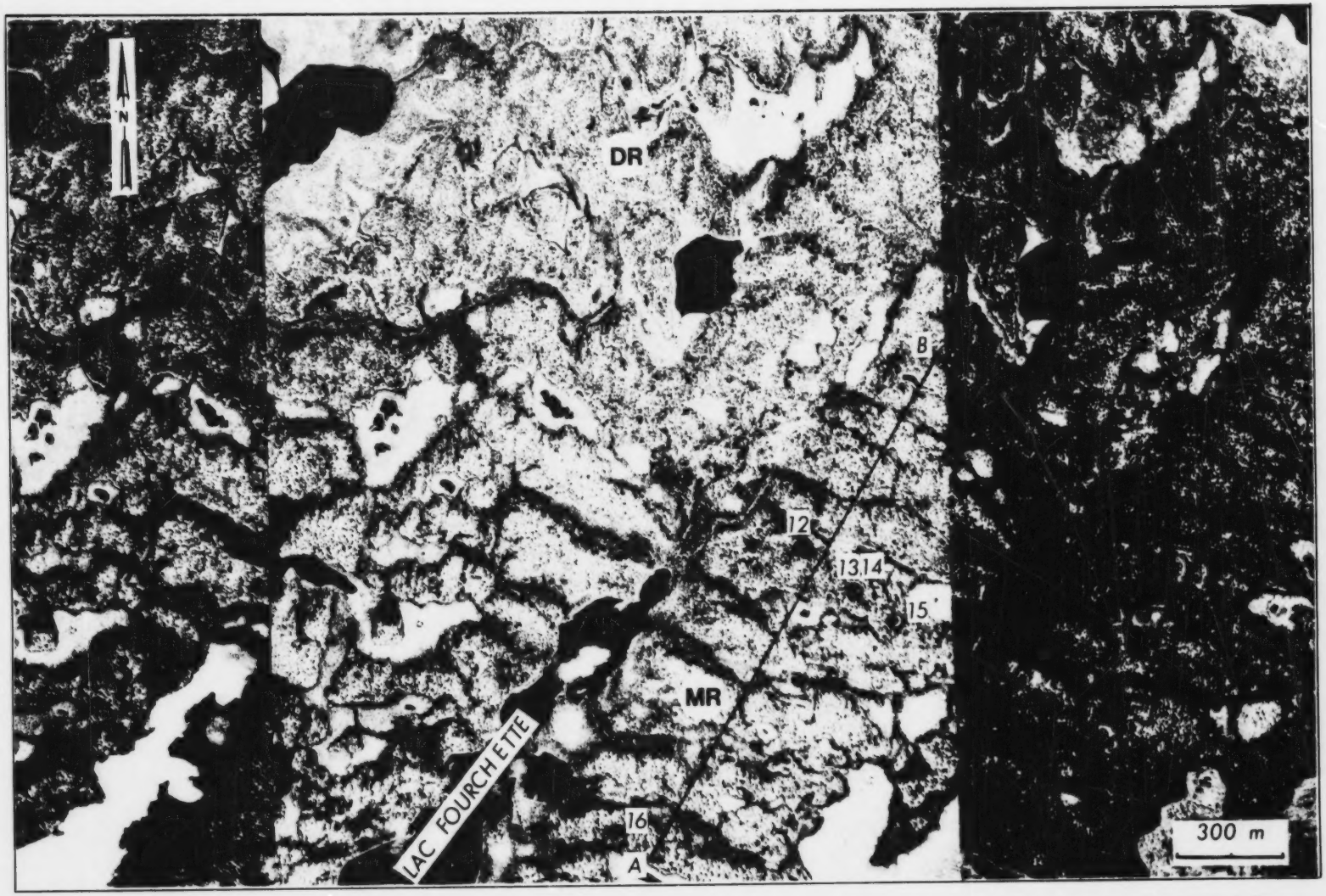


FIGURE 21 – Stéréogramme montrant une partie de la moraine de Rogen (MR) du lac Fourchette. On remarquera la transition entre un champ de drumlins (DR) et la moraine de Rogen. Noter aussi que l'orientation de l'axe long des drumlins est oblique par rapport à celle des crêtes de la moraine. Le profil A-B est illustré sur la figure 20. Les numéros réfèrent à des échantillons de till.

de fond (drumlinoïdes) ou de celle des structures en « crags and tails » qui se retrouvent dans le voisinage immédiat. Ce phénomène suggère que les deux types de moraine n'ont pas connu un développement simultané et que les moraines de Rogen, bien que probablement d'origine sous-glaciaire, sont plus tardives.

Moraines de Rogen
vs champs de drumlins elliptiques

Nous avons déjà noté la relation transitionnelle qui existe entre les champs de drumlins elliptiques et les moraines de Rogen. Le passage latéral d'une moraine de Rogen à un champs de drumlins s'effectue de la façon suivante:

- les bourrelets morainiques perdent d'abord leur continuité, les ondulations latérales de bosses et de selles s'accentuent et les crêtes se segmentent; on observe alors une série de monticules plus ou moins équidimensionnels et alignés perpendiculairement à l'écoulement glaciaire;
- en s'éloignant davantage du coeur de la moraine de Rogen, les segments isolés prennent une nouvelle asymétrie; ils deviennent grossièrement elliptiques, sont allongés dans le sens de l'écoulement glaciaire, et gardent l'alignement précédent;
- plus loin encore, les monticules s'apparentent tout à fait à des drumlins elliptiques et perdent leur alignement transversal au profit d'une disposition en échelon.

Le passage des moraines de Rogen aux champs de drumlins est montré sur les stéréogrammes des figures 21 et 22.

Les formes transitoires de drumlins, la linéation dans les moraines de Rogen, de même que les grandes structures glaciaires sont orientées différemment. Ainsi, sur la figure 22, des drumlins sont alignés S17°W, tandis qu'au SE, une colline en « crag and tail » (non montrée) est orientée à S30°W. Ces écarts d'orientation ont aussi été observés aux alentours des champs de moraine de Rogen des lacs Tillite, Roxane, Sylvio, et Fourchette (figure 18). Sur la figure 21, un groupe de drumlins de transition (à l'ouest du lac Fourchette) montre une orientation qui diffère non seulement de celle des grandes structures glaciaires adjacentes, mais qui recoupe aussi obliquement l'axe d'allongement des crêtes de la moraine. Ce phénomène nous suggère que les drumlins elliptiques et les linéaments glaciaires (« flutings ») de la moraine de Rogen sont probablement contemporains et que leur mise en place est postérieure à celle de la moraine de fond à drumlinoïdes. De plus, la figure 21 suggère qu'une partie des drumlins serait postérieure au développement des crêtes de la moraine de Rogen.

Moraines de Rogen
vs moraines à buttes et dépressions

La limite entre la moraine de Rogen et les moraines à buttes et dépressions est floue. Par endroits, du centre vers la périphérie de la moraine de Rogen, on observe un passage graduel de crêtes régulières à des crêtes segmentées en collines isolées, non alignées et de forme plus ou moins régulière. La linéation glaciaire persiste cependant sur le sommet de ces collines et l'ensemble suggère un terrain autrefois plus continu mais dont certaines parties se seraient effondrées, à l'exemple d'un terrain karstique ou thermokarstique.

Ailleurs, la limite entre les deux types de terrain morainique est plus nette, caractérisée par la disparition des structures géométriques typiques de la moraine de Rogen et l'absence de linéations glaciaires (figure 22). Dans ces cas, la surface de la moraine à buttes et dépressions se trouve à une altitude supérieure à celle de la moraine de Rogen, ce qui suggère que la moraine à buttes et dépressions est superposée à l'autre.

Champs de blocs et moraines de Rogen

La surface des moraines de Rogen est très souvent encombrée d'une profusion de blocs angulaires dont l'origine est souvent locale. Trois de ces champs de blocs ont été étudiés dans la région: celui du lac Marcil, qui a été étudié en détail, et ceux des lacs Roxane et Sylvio.

Le champ de blocs qui recouvre la moraine du lac Marcil est visible sur le stéréogramme de la figure 23. Il montre des blocs énormes dont le volume peut atteindre 8 m^3 et dont certains peuvent être décelés individuellement sur le stéréogramme. La limite ouest du champ est très nette (figure 23). Sa limite nord (vers l'amont glaciaire) se situe du côté sud du lac Marcil, là où l'on peut voir d'innombrables bosselures de la roche de fond, moulées en dos de baleines, et recouvertes d'un placage discontinu de till. Cette zone de bosselures, où les faces SW des affleurements montrent des signes évidents de l'arrachement de blocs par le glacier, s'étend latéralement sur toute la largeur du lac et se prolonge vers le SW sous le champ de blocs. Les roches qui composent ces affleurements sont des gneiss pegmatitiques qui affleurent également à l'est et au nord-est de ce secteur. Sur les 300 blocs que nous avons identifiés, 96 % proviennent de ces gneiss autochtones. Les blocs allochtones sont des grès à grain fin, gris pâle, qui proviennent de la Formation d'Indicator, soit à environ 25 km au NE du lac Marcil.

Au coeur du champ de blocs, la topographie paraît localement très irrégulière, voire chaotique. Ce phénomène est relié partiellement au modelé de la roche de fond. Un examen plus attentif de la figure 23 montre que plusieurs éléments positifs du relief sont allongés dans le sens de l'écoulement glaciaire et pourraient correspondre à des formes glaciaires fuselées. Par ailleurs, dans la

FIGURE 22 – Stéréogramme montrant la partie nord de la moraine de Rogen (MR) du lac Marcil. On remarquera le caractère transitionnel de ce type de moraine (au centre) et l'essaim de drumlins (DR) plus à l'est. La partie NW du stéréogramme montre un terrain morainique à buttes et dépressions (MBT) qui est dépourvu de linéations glaciaires. L'extrémité SE montre la limite avec la moraine de fond à surface fuselée (MF). Localisation sur figure 18.

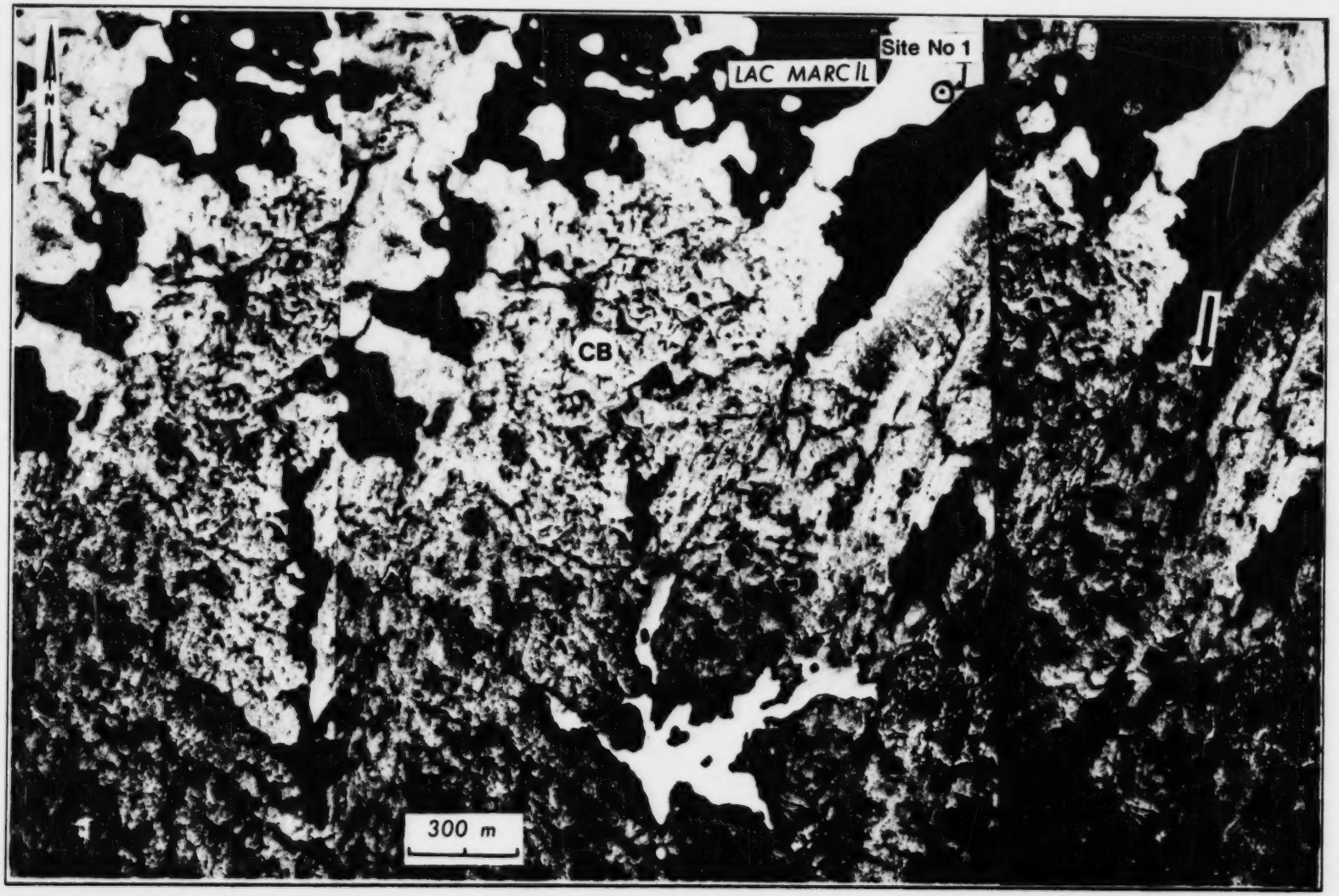


FIGURE 23 – Stéréogramme montrant l'extrémité sud de la moraine de Rogen du lac Marcil et illustrant l'association d'un champ de blocs (CB) avec la moraine. Localisation sur la figure 18.

partie est du stéréogramme, on peut voir très nettement de petites crêtes de till allongées parallèlement à l'écoulement glaciaire et dont l'extrémité NE correspond à un bloc. Les crêtes de même largeur que le bloc s'étendent sur une distance de 10 à 20 m et, localement, jusqu'à 75 m en direction SW; elles forment une « queue » derrière ce bloc. Ces observations écartent l'hypothèse voulant que ces blocs proviennent d'une charge supraglaciaire laissée par ablation de la glace et celle voulant qu'ils correspondent à des débris grossiers laissés par suite du délavage du till (« lag »); il s'agirait plutôt d'une charge sous-glaciaire laissée par de la glace active.

Les champs de blocs localisés au sud du lac Marcil s'étendent en direction du SW, sur une distance de 3,5 km, jusqu'au lac de la Tillite. Des champs similaires, d'origine sous-glaciaire, ont également été observés aux lacs Sylvio et Roxane; ils s'étendent sur 5 km dans la même direction. Cette dispersion glaciaire, sur une courte distance, suggère qu'il s'agit probablement d'une charge sous-glaciaire acquise et transportée tardivement lors du retrait de la glace (voir Henderson, 1959).

En conclusion, la dispersion des blocs sur les moraines de Rogen semble être un phénomène sous-glaciaire, postérieur à la formation de ces moraines et probablement contemporain du développement de la linéation glaciaire.

Composition et structure interne

Au coeur de la région, des prélèvements de till ont été effectués dans 14 puits d'observations dont 9 ont été creusés dans la moraine de Rogen (figure 18 et tableau 4). Les cinq autres puits (7,17,22,23 et 25) concernent des moraines mineures non différenciées qui seront décrites plus loin. L'orientation des cailloux dans le till a été mesurée à quelques sites (tableau 4 et annexe C); deux mesures (non montrées) ont été relevées sur des petites crêtes de moraines mineures et trois autres (sites 5, 12 et 14) proviennent du côté amont de crêtes de moraines de Rogen. Par ailleurs, des coupes au travers d'une moraine de Rogen ont pu être observées le long de la route d'Albanel, au SW de la région (site C, figure 15).

Puits d'observation

Le matériel le plus communément rencontré dans les puits est un till sablonneux, le till sablo-silteux et le loam sablonneux étant plus rares. Ce till est en général compact, massif, et montre une proportion de cailloux et de blocs comparable à celle de la moraine de fond. Cependant, il se distingue localement du till de fond et montre alors des structures de litage. Ainsi, au puits no. 15 (figure 18 et tableau 4), l'excavation pratiquée sur le sommet d'une crête morainique laisse voir un till pseudostratifié. Le litage, d'une épaisseur de l'ordre de 0,5 à 3 cm, est formé de niveaux de sable caillouteux à matrice à grain fin qui alternent avec d'autres niveaux à grain moyen. Les lits sont lancéolés dans le plan subhorizontal. Un second puits (site 27, tableau 4), localisé sur le côté proximal d'une crête morainique du lac Cawachigamau, montre des structures identiques.

Nous avons mesuré l'orientation du grand axe des cailloux dans le till au lac Sylvio (site 5) et au lac Fourchette (sites 12 et 14). Ces mesures montrent un mode prépondérant parallèle à la direction de l'écoulement glaciaire, ainsi qu'un mode secondaire orienté per-

TABLEAU 4 – Résumé des principales caractéristiques du till dans les moraines de Rogen et les moraines mineures non-différenciées de la région de Témiscamie. La localisation des échantillons est montrée sur la figure 18.

Sites échantillonnés	Localisation	Terrain morainique	Propriétés texturales du till	Orientation des cailloux[1]	Classification texturale de la matrice
3	Lac Marcil	Moraine de Rogen	Compact-massif	–	Loam sablonneux
5	Lac Sylvio	Moraine de Rogen	Compact-massif	Parallèle	Sablonneux
7	Lac Pépeshquasati	Moraine mineure non différenciée	Très comptact-massif	Parallèle et transversale	Loam sablonneux
12	Lac Fourchette	Moraine de Rogen	Compact-massif	Parallèle et transversale	Sablonneux
13	Lac Fourchette	Moraine de Rogen	Compact-massif	–	Sablonneux
14	Lac Fourchette	Moraine de Rogen	Très compact-massif	Parallèle	Sablo-silteux
15	Lac Fourchette	Moraine de Rogen	Compact-pseudostratifié	–	Sablonneux
16	Lac Fourchette	Moraine de Rogen	Compact-massif	–	Sablonneux
17	Lac Fourchette	Moraine mineure non différenciée	Lâche-massif	–	Sablonneux
22	Lac à l'Huile	Moraine mineure non différenciée	Compact-massif	Parallèle	Sablonneux
23	Lac à l'Huile	Moraine mineure non différenciée	Compact massif	–	Sablonneux
25	Lac à l'Huile	Moraine mineure non différenciée	Compact massif	–	Loam sablonneux
26	Rivivière Takwa	Moraine de Rogen	Très compact-massif	–	Sablo-silteux
27	Lac Cawachigamau	Moraine de Rogen	Compact-pseudostratifié	–	–

[1] Orientation du ou des modes par rapport à la direction de l'écoulement glaciaire.

FIGURE 24A – Stéréogramme d'un champ de moraines de Rogen (MR) au sud de la rivière Témiscamie. Crêtes 1 à 5 du secteur C de la route d'Albanel. Voir localisation sur figure 15.

pendiculairement à cette direction (un puits du lac Fourchette).

Coupes

Les coupes qui exposent le matériel des moraines de Rogen sont localisées au sud de la région, le long de la route d'Albanel (site C; figures 15 et 24A). Il s'agit d'excavations qui ont servi à l'exploitation de bancs d'emprunt entre les milages 103 et 104 de la route, soit à environ un kilomètre au SE du pont qui enjambe la rivière Témiscamie. Ces excavations ont été pratiquées sur trois crêtes différentes d'un même champ de moraines de Rogen qui couvre une superficie de 0,16 km² et affleure à une altitude de 412 à 415 m, soit à plus de 10 m au-dessus du niveau maximum du lac glaciaire Mattawaskin (Bouchard, en préparation). Le champ de moraines occupe un bassin dans la roche de fond, fermé vers le SW par une contre-pente de la roche. Bien que sa superficie soit plutôt restreinte, ce champ présente toutes les caractéristiques morphologiques des moraines de Rogen observées au coeur de la région. Il compte cinq crêtes successives (figures 24A et 24B) numérotées de 1 à 5 du sud au nord. Des coupes schématisées (figure 25) exposent l'intérieur des crêtes 3, 4 et 5; elles sont décrites en détail dans Bouchard (1980). L'étude de ces coupes nous a permis d'élucider la structure interne des moraines de Rogen, de décrire leur composition et de discuter de leur origine.

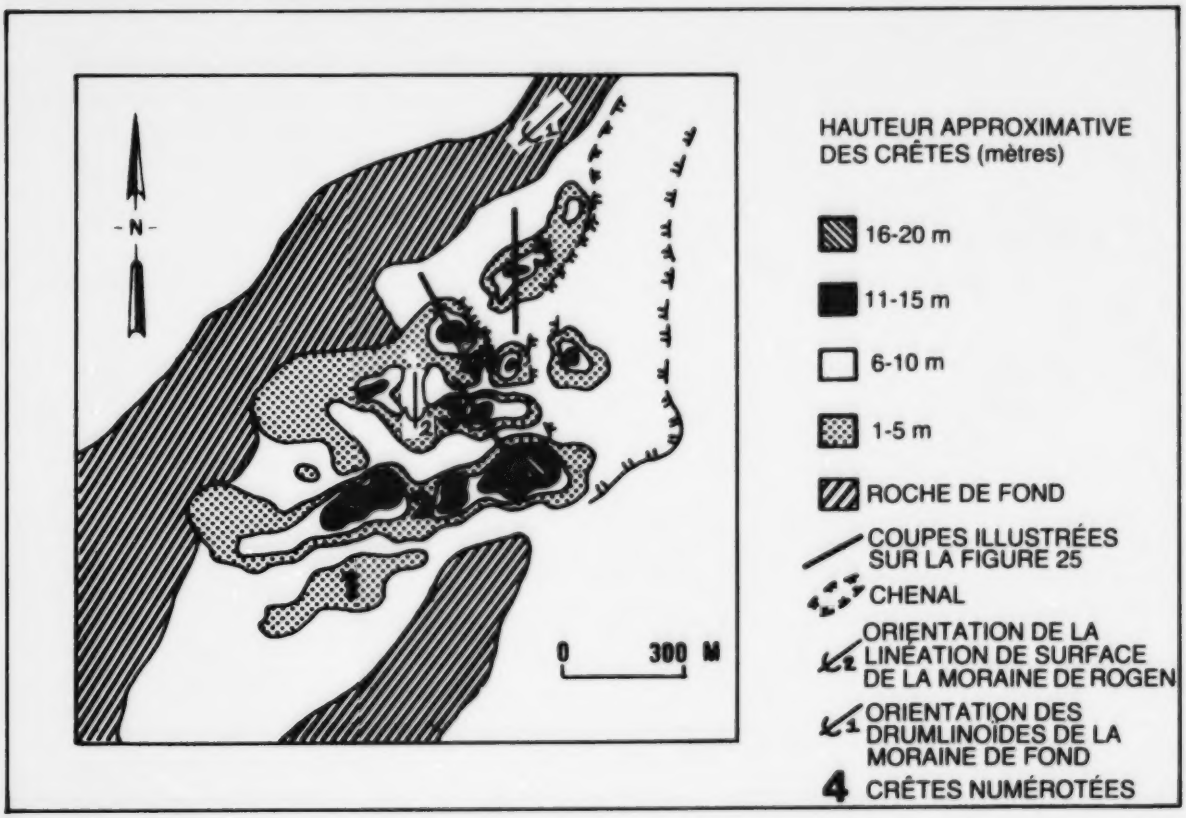


FIGURE 24B – Vue en plan de la moraine de Rogen dans le secteur C de la route d'Albanel.

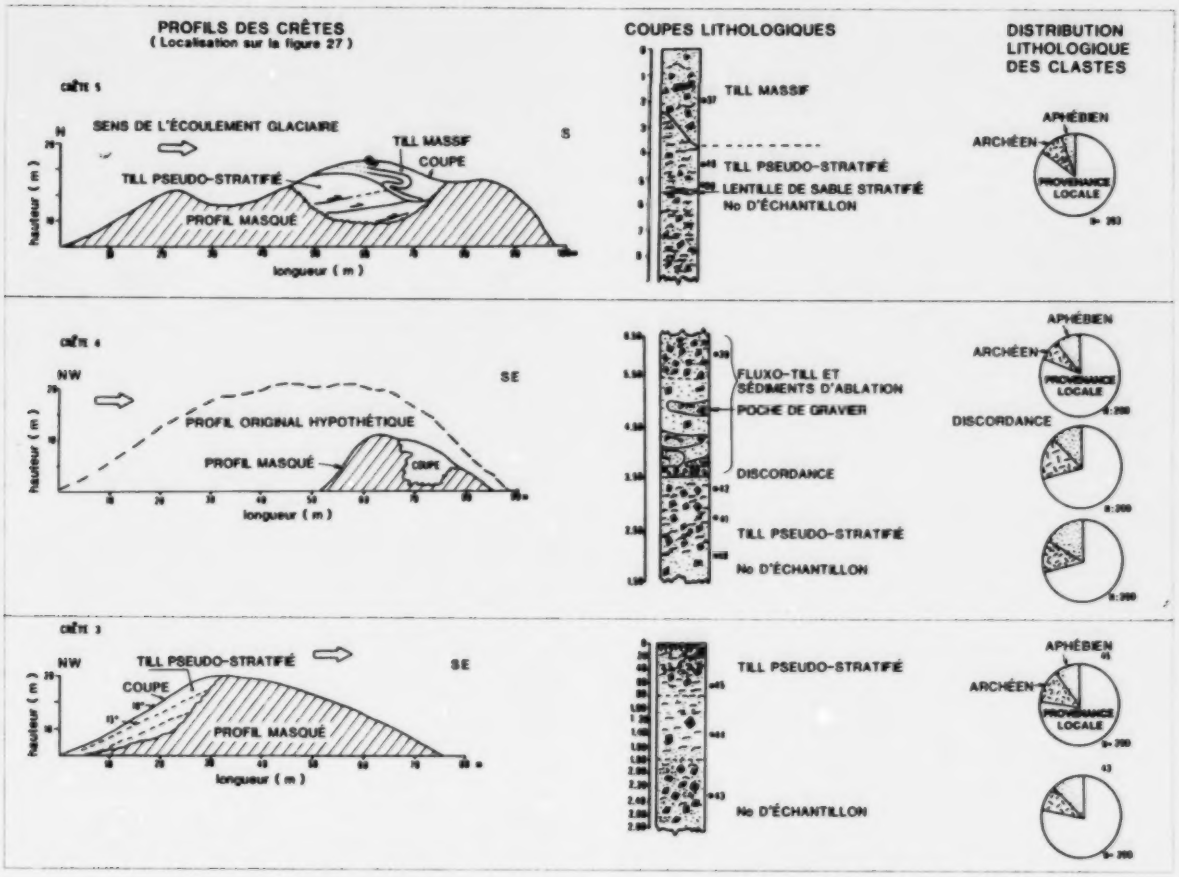


FIGURE 25 – Coupes schématisées dans la moraine de Rogen au sud de la rivière Témiscamie. Crêtes 3, 4 et 5.

Structure interne

Les profils des crêtes (figure 25) montrent que la moraine de Rogen est constituée d'une série de tranches de till disloquées et posées les unes sur les autres à la façon des bardeaux d'une toiture (crêtes 3 et 5). Ces tranches sont séparées par des failles de chevauchement dont le pendage est de 5 à 18° vers l'amont glaciaire (nord) et dont la direction est parallèle à l'allongement des crêtes (NE-SW à E-W). Chaque crête peut être constituée de une ou plusieurs tranches de till dont l'épaisseur varie de 3 à plus de 7 m.

Sur le flanc nord (flanc amont), des plis d'entraînement (figure 26A) ainsi que des pseudo-litages tronqués (figure 26B) indiquent que le chevauchement glaciaire s'est poursuivi après la mise en place des tranches.

À la base de la crête 5, des déformations diapiriques (figures 27A et 27B) dans le till indiquent qu'une partie du matériel glaciaire était déjà en fusion pendant la déformation principale.

Composition

Quatre unités sédimentaires sont exposées dans les coupes de la route d'Albanel (figures 25 et 28). Il s'agit du till pseudo-stratifié, du till massif, de blocs et enfin d'un complexe d'ablation.

Le *till pseudo-stratifié* constitue la masse principale de la moraine de Rogen. Cette unité, reprise par des failles de chevauchement, est disposée en tranches empilées et imbriquées. Il s'agit d'un sédiment meuble de couleur brun jaunâtre clair (2,5Y 6/4), très compact (2,0 à 2,5 kg/cm^2), mal trié, et dans lequel les clastes occupent 20 à 25 % de la surface exposée. Son contenu en argile est inférieur à 1 % et, texturalement, il correspond à un till sablonneux ou à un loam sablonneux. La plupart des clastes sont de provenance locale et issus des formations d'Albanel et de Témiscamie (figure 25), le reste (environ 25 %) provenant de l'Archéen ou de l'Aphébien. Les clastes de la formation d'Albanel sont généralement striés.

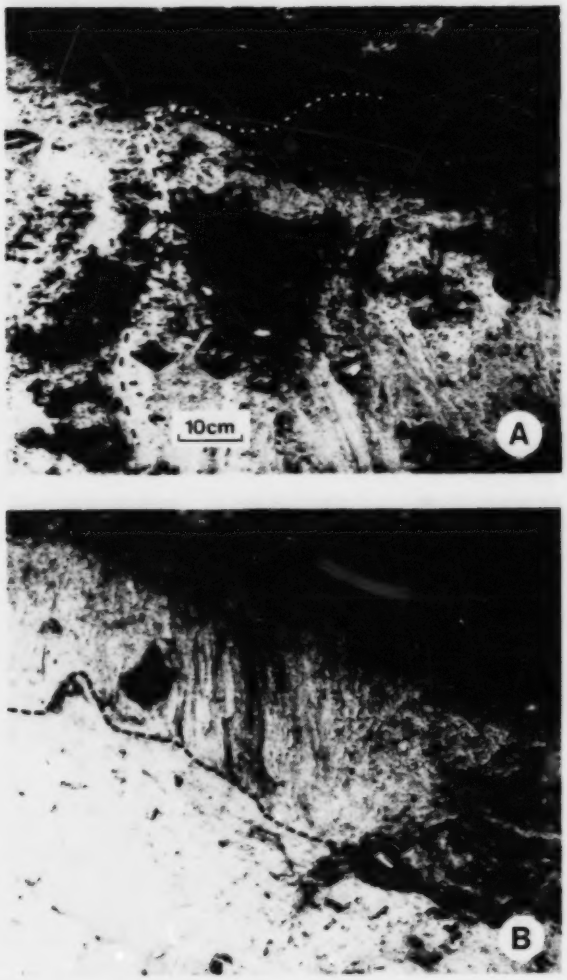


FIGURE 26 – Partie supérieure du flanc proximal de la crête 3. Moraine de Rogen de Témiscamie. Secteur C, route d'Albanel (voir figures 24 et 25).
A – Pli asymétrique et contorsions des lits lancéolés de till.
B – Attitude subverticale de la pseudo-stratification du till et troncature des lits à la surface.

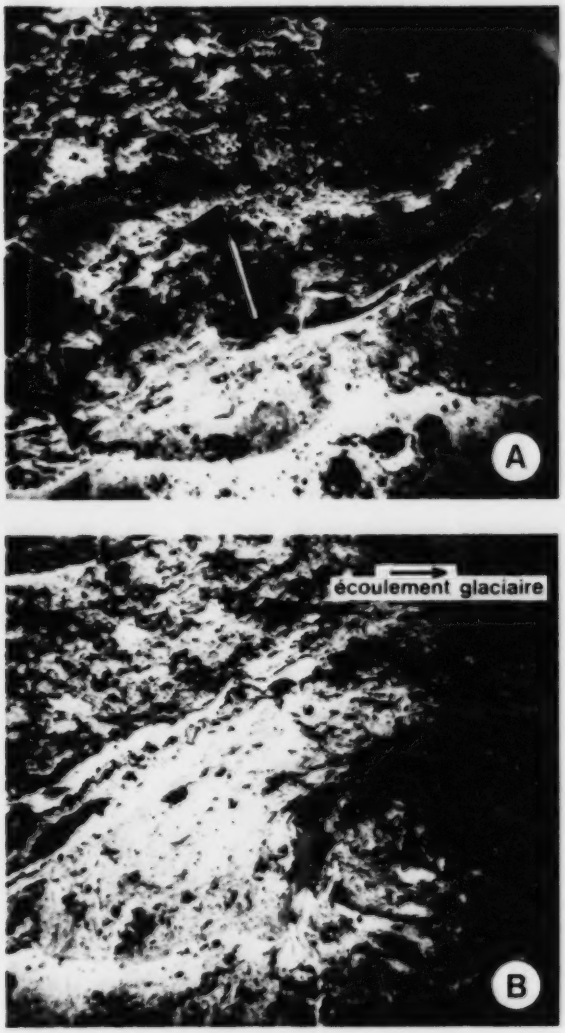


FIGURE 27 – Crête 5 d'une moraine de Rogen de Témiscamie. Secteur C, route d'Albanel (voir figures 24 et 25).
A – Déformation des lits lenticulaires sableux dans le till de fusion.
B – Pli diapirique formé par l'injection vers le haut d'une partie sableuse et massive du till dans un diamicton.

Les structures qui caractérisent ce till sont: la pseudo-stratification, la compaction différentielle, les lentilles de sable statifié et enfin, l'alignement préférentiel des cailloux suivant la pseudo-stratification.

- La *pseudo-stratification* correspond en fait à un litage lenticulaire dont les contacts sont très graduels. Les lentilles font de 15 à 20 cm d'épaisseur et 1 à 2 m de long; elles sont « subhorizontales » c.-à-d. qu'elles montrent en coupe un pendage conforme à celui des plans de chevauchement qui séparent les tranches de till. Ces structures, très nettes en surface sèche, deviennent très floues en surface fraîche (figure 29). Elles sont parfois reliées à la présence ou à l'absence de niveaux granuleux d'une épaisseur de 1 à 2 cm. Aucune structure sédimentaire primaire n'a pu être observée dans ces lentilles.

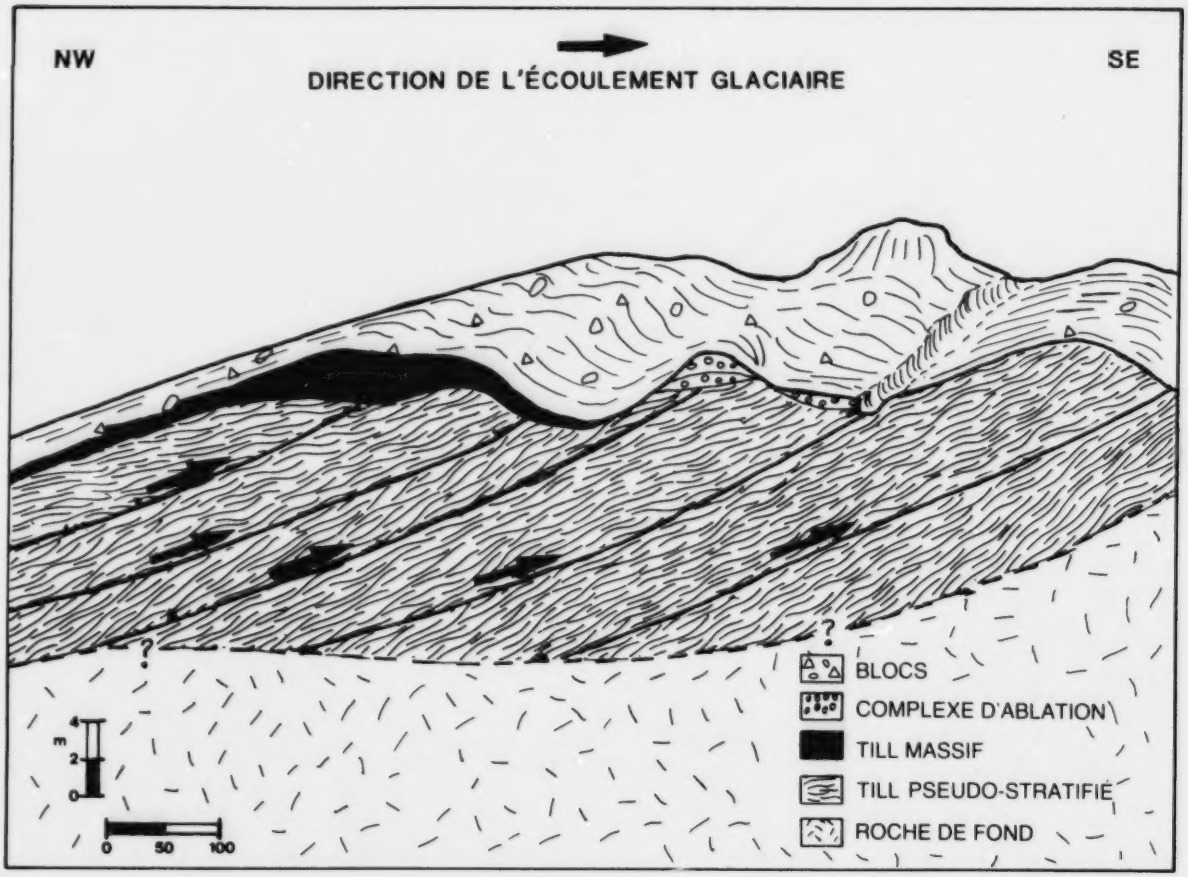


FIGURE 28 – Schéma idéalisé de la structure et de la composition interne de la moraine de Rogen. Secteur C, route d'Albanel. L'échelle verticale est grandement exagérée.

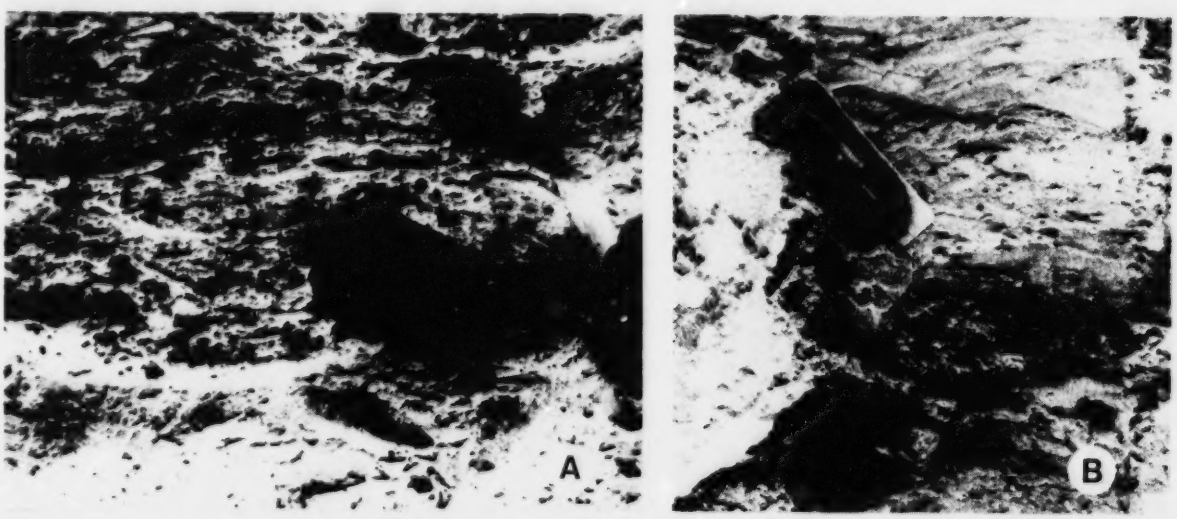


FIGURE 29 – Till pseudo-stratifié observé dans la coupe de la crête 5. Moraine de Rogen de la route d'Albanel (voir figure 25).
A – Surface altérée B – Surface fraîche

- Les *structures de compaction différentielle* sont illustrées par la relation des « lenticularisations » avec les blocs dans le till (figure 30A). Ainsi, en-dessous de certains blocs, les litages sont intacts et non déformés, tandis qu'au-dessus, ils sont déformés et moulent les cailloux. De telles structures sont généralement attribuées a la compaction différentielle. Potter & Pettijohn (1964) en font état dans le shale de Lusk, d'âge Pensylvanien, où des lits de shale enveloppent une boule de grès. Dans le contexte actuel, ce phénomène sédimentaire résulte d'une perte différentielle de volume dans les débris sous-glaciaires, suite à la fusion de la glace interstitielle. Des structures similaires ont été décrites dans le till de Sveg, en Suède (Lundqvist, 1969a; Shaw, 1979).
- Une *lentille de sable stratifié* incorporée dans le till pseudo-stratifié a été observée dans la coupe de la crête 5 (figure 30B). Cette lentille, épaisse de 5 à 12 cm et longue de 80 cm, s'étend sub-horizontalement. Son contact inférieur est relativement net tandis que le contact supérieur est flou. Cette lentille suggère fortement le remplissage d'une conduite forcée par du sable amené par l'eau de fusion, celle-ci s'échappant de la masse du till par une tubulure;
- *L'alignement préférentiel des clastes*. Les cailloux ont une nette tendance à se disposer avec le plan contenant leurs axes a-b parallèle au pseudo-litage du till. L'orientation du grand axe des cailloux n'a cependant pas été mesurée à cause d'une interférence magnétique qui pertube les mesures; celle-ci est due au substrat géologique et à des blocs ferrugineux de la Formation de Témiscamie incorporés dans le till.

L'ensemble de ces observations nous indique que le till pseudo-stratifié est un till de fusion d'origine sous-glaciaire (« melt-out till » – Boulton, 1971 et 1976; Lawson, 1979; Shaw, 1979). La pseudo-stratification est une structure héritée, « fossilisée » à partir des structures lenticulaires provenant de l'agencement des débris et de la glace dans la zone inférieure des glaciers (Virkkala, 1952; Weertman, 1961; Boulton, 1970a et 1970b; Goldthwait, 1971; Nobles & Weertman, 1971). Les structures de compaction différentielle sont attribuables à la perte de volume des sédiments suite à la fusion de la glace dans la séquence. L'alignement préférentiel des cailloux est partiellement relié à cette perte de volume (Boulton, 1971; Lawson, 1979). Enfin, une lentille de sable stratifiée témoigne de l'évacuation de l'eau de fusion en conduite forcée. La préservation de ces structures glaciaires est attribuable au mode de sédimentation du till de fusion; elle découle d'une accumulation lente des débris à la base d'une masse de glace stagnante.

La pseudo-stratification observée dans le till des sites 15 et 27 (tableau 4) est analogue à celle décrite plus haut. Le till de fusion est donc présent à différents endroits

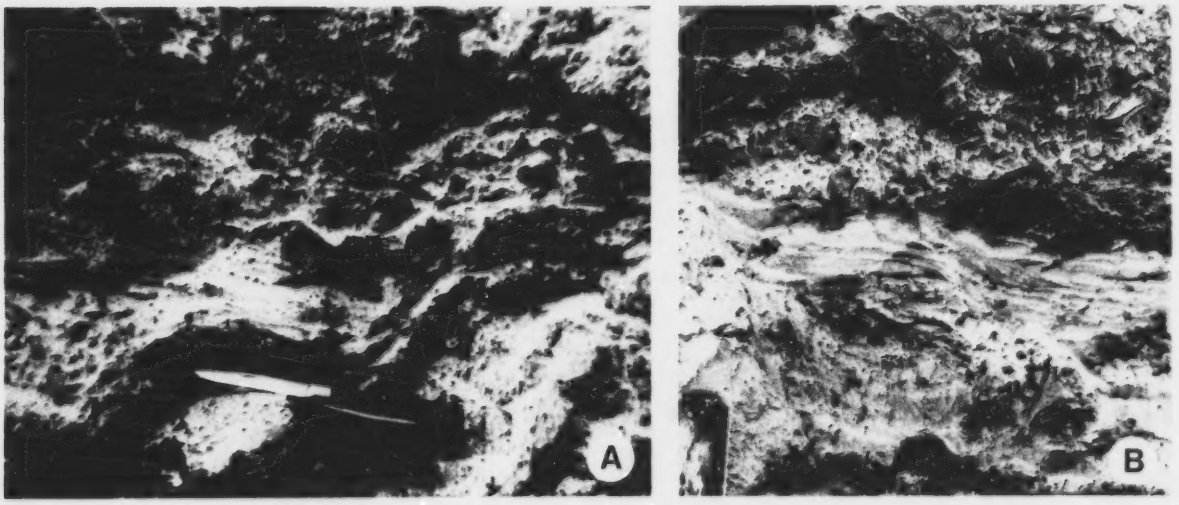


FIGURE 30 – Till pseudo-stratifié. Crête 5, moraine de Rogen de la route d'Albanel (voir figure 25).
A – Structure de compaction différencielle. B – Lentille de sable stratifié.

dans la région de Témiscamie et probablement ailleurs sur le Bouclier canadien. En l'absence de coupes profondes permettant d'exposer ce till, on comprendra que sa reconnaissance demeure malaisée.

Le *till massif* recouvre de façon discontinue et discordante le till de fusion (figures 28 et 31); nous l'avons observé dans la crête 5 où il montre les caractéristiques suivantes:

- il contient presqu'exclusivement des cailloux et des blocs anguleux d'origine locale, tels des blocs de la formation de fer de Témiscamie;
- son contenu en clastes est très élevé, ceux-ci occupant 70 à 80 % de la surface exposée;
- d'épaisseur variable, il est mince du côté proximal et s'épaissit considérablement du côté distal;
- le till incorpore des morceaux de l'unité sous-jacente qui correspond au till de fusion;
- il peut montrer localement des lambeaux de till de fusion. Un de ces lambeaux (figure 31) est déformé en un pli recourbé couché qui s'étend sur 8 m de long. La partie anticlinale du pli montre un plan axial subhorizontal et légèrement incliné vers le nord (figures 25 et 31).

Les différentes caractéristiques du till massif suggèrent une mise en place tardive. Ainsi, le caractère pierreux, anguleux et monogénique des cailloux, de même que leur provenance locale, indiquent un « till embryonnaire » déposé tardivement et transporté sur une courte distance. Sa position au-dessus du till de fusion dont il incorpore des lambeaux et la présence de plis recourbés et couchés, indiquent que ce till a été déposé par la glace active, après l'immobilisation, la dislocation et l'imbrication en tranches du till de fusion.

L'*unité de blocs* (figure 28) recouvre le till massif ou le till de fusion. Elle est composée d'erratiques qui reposent à la surface de la moraine et qui sont différents de ceux qui se sont incorporés dans les unités décrites précédemment. Le meilleur exemple, tiré de la coupe de la crête 5 (figure 31), montre un gros bloc (1,5 m de diamètre) qui repose au sommet de la section. Il s'agit d'un bloc de source locale qui provient des couches ferrugineuses de la Formation d'Albanel. En fait, ce bloc ne repose pas sur la surface, mais est plutôt enfoncé partiellement dans le matériel morainique. Le fait qu'il soit enfoui du côté sud et dégagé du côté nord nous suggère une sorte de labourage sur une courte distance, dans la direction du mouvement de la glace. Cette observation doit être mise en parallèle avec les phénomènes que nous avons signalés pour les champs de blocs des lacs Ouellet et Marcil. La provenance locale ainsi que l'enfoncement asymétrique des blocs indiquent que ceux-ci ont été arrachés tardivement et transportés sous la glace active sur une courte distance. Ce transport a eu lieu au-dessus du till de fusion, lequel était déjà disloqué et immobilisé à ce stade. Bien que nous ayons fait de ces blocs une unité distincte pour en faciliter la description, il paraît tout à fait logique de les associer au till embryonnaire qui surmonte d'une façon discontinue le till de fusion.

Enfin, la dernière unité de sédiment rencontrée dans la moraine de Rogen est représentée par un *complexe d'ablation*. Celui-ci est constitué d'un ensemble de fluxo-till (« flow till ») et de sédiments stratifiés de contact glaciaire. L'unité a surtout été observée dans la coupe de la crête 4 (figure 25), où elle repose en discordance sur le till de fusion. Cette discordance est marquée par la troncature du pseudo-litage du till de fusion et par l'accumulation d'une couche résiduelle de gravier à cailloux.

FIGURE 31 – Coupe perpendiculaire à l'allongement de la crête 5. Moraine de Rogen de la route d'Albanel (voir figures 24 et 25). A = Till de fusion; B = Till massif; C = Talus d'éboulis.

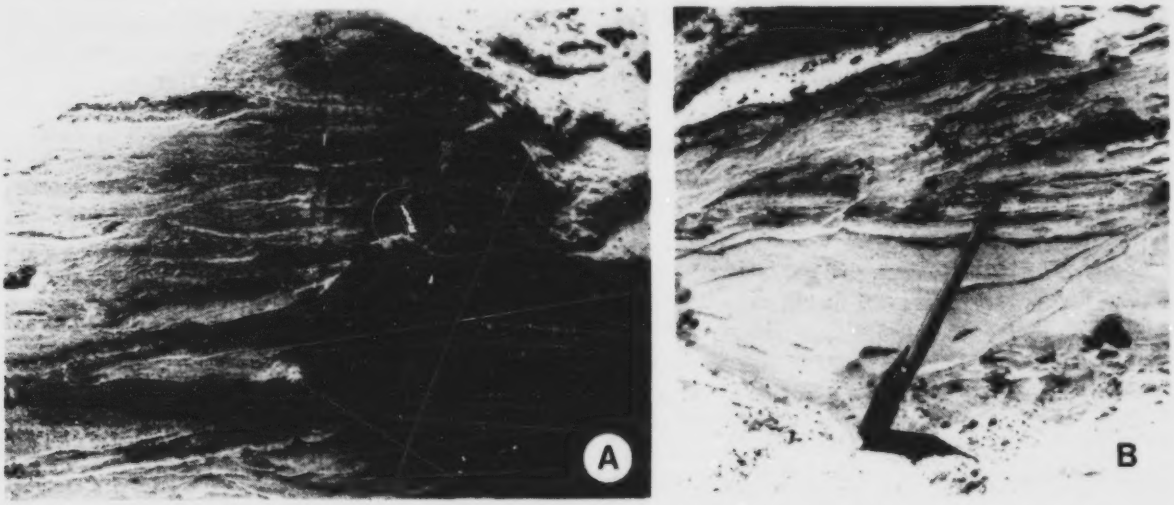


FIGURE 32 – Structures glaciaires observées dans la crête 4. Moraine de Rogen de la route d'Albanel (voir figures 24 et 25).
A – Cailloux déposé dans le sable stratifié.
B – Sable stratifié avec structures de courant. Partie supérieure de la crête.

Au-dessus de la discordance, le sédiment est constitué de couches de sable lité incluant des poches de gravier bien trié ainsi que de cailloux dispersés ça et là (figure 32A). Divers types de stratifications entrecroisées peuvent être observés à l'intérieur de ces couches (figure 32B); ce phénomène indique un écoulement libre de l'eau relié à un environnement subaérien. Des couches de diamicton intercalées dans la séquence (figure 25) sont interprétées comme des fluxo-tills (« flow tills » de Hartshorn, 1958; Boulton, 1968); elles originent de la resédimentation des débris glaciaires par colluvion suite à la fonte sommitale et latérale de la glace stagnante.

Origine des moraines de Rogen

L'ensemble de nos observations, tant en coupe qu'en surface, indique que les moraines de Rogen ont une origine sous-glaciaire. Celles-ci se sont développées sous la glace active, alors qu'un obstacle freinait le mouvement de la glace à sa base, entraînant une déformation en compression (figure 33A). Des failles de chevauchement se sont développées successivement et ont amené l'empilement de tranches de till et de glace à la base du glacier (figure 33B). Par la suite, la base de la glace active a pris la forme d'un méga-plan de décollement sous lequel reposait une masse disloquée et immobilisée de débris dont la lente fusion a engendré un till pseudo-stratifié (figure 33C). Ce méga-plan de décollement représente le « plafond » de la moraine. C'est à ce niveau et à ce stade que se sont développées les linéations de surface (voir rubrique « Linéations de surface » page 33). La poursuite du mouvement de la glace a entraîné la formation et la sédimentation d'un till embryonnaire qui par endroits peut se résumer à une couche de blocs de provenance locale (figure 33C, point A). La dispersion de ces blocs sur une distance maximum de 5 km reflète l'espace

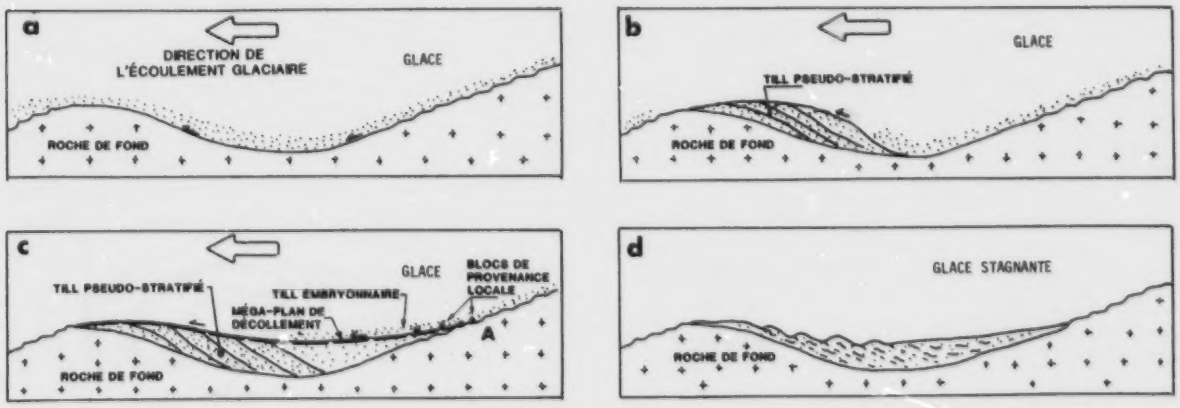


FIGURE 33 – Représentation schématique du mode de formation des moraines de Rogen.

minimum dans lequel les moraines de Rogen se sont formées à l'intérieur du front de la glace.

À un stade plus avancé, il y a stagnation de la glace sus-jacente, phénomène qui permet la lente fusion de la glace à la base et la sédimentation, en discordance, d'un complexe d'ablation glaciaire sur la surface de la moraine (figure 33D).

Zones de transition

On peut maintenant réexaminer sous un éclairage différent les relations qui existent entre les moraines de Rogen et les terrains morainiques à buttes et dépressions. À la rubrique « Linéations de surface » (page 33), nous faisions état de deux zones de transition (très chaotique à chaotique) observées au contacts de ces deux variétés de moraine.

La *zone très chaotique*, caractérisée par un relief en buttes et dépressions dépourvu de linéation de surface, donne l'impression d'être superposée à la moraine de Rogen. Ce phénomène est corroboré par nos observations en coupe et il semble évident que la relation de contact entre les deux moraines en est une de superposition en discordance. Les moraines à buttes et dépressions pourraient donc représenter le complexe d'ablation glaciaire c.-à-d. une accumulation de débris provenant de la fonte de la glace stagnante et recouvrant les dépôts de base de la moraine de Rogen.

La *zone chaotique* correspond à un terrain marqué de dépressions fermées (« kettles ») où les crêtes segmentées sont pourvues d'une linéation glaciaire de surface. Elle s'apparente à la moraine à buttes et dépressions du au fait qu'on y observe des dépressions fermées (« kettles ») et des crêtes irrégulières. Elle s'en distingue par la linéation de surface. Ce type de terrain peut s'expliquer si l'on imagine que les dépôts immobilisés sous la glace active étaient peu déformés et que la fusion s'est effectuée lentement sous une couverture de glace relativement peu contaminée par les débris. Les « kettles » résulteraient de la fusion de la glace interstitielle.

Implications de l'hypothèse de formation

Il faut, en dernier lieu, examiner deux aspects de l'hypothèse de formation des moraines de Rogen. Le premier aspect concerne *la nature de l'obstacle* qui provoque le développement d'une zone de compression à la base d'une nappe de glace. Dans la plupart des cas, il semble que cet obstacle corresponde à une aspérité ou à une contre-pente de la roche de fond; c'est d'ailleurs ce qui explique la localisation préférentielle de ce type de moraine dans ce qui paraît être des bassins de la roche de fond. Il n'est cependant pas exclu que la zone de compression puisse se développer à l'arrière de d'autres types d'obstacles, telle une zone marginale et épaisse de glace stagnante. Le second aspect concerne *la relation qui pourrait exister entre le till de fusion (pseudo-stratifié) et les moraines de Rogen*. Il s'agit de savoir si toutes les moraines de Rogen sont constituées de till pseudo-stratifié et si celui-ci se retrouve uniquement dans ce genre de moraine.

En ce qui concerne la mécanique glaciaire, le processus de formation des moraines de Rogen que nous avons suggéré ne requiert pas la présence et le développement du till de fusion. On peut imaginer plusieurs situations. En effet, on pourrait tout d'abord imaginer que la base du glacier, au lieu d'être constituée d'une alternance de bandes de glace et de débris sur une dizaine de mètres d'épaisseur, soit plutôt constituée d'un tapis massif de débris sur un ou deux mètres d'épaisseur. Ce phénomène pourrait donner lieu à un empilement plus grand de tranches, forcément plus minces, et possiblement plus rapprochées; il pourrait expliquer la formation des petites moraines mineures non différenciées qui seront décrites plus loin. En second lieu, on pourrait imaginer que la base du glacier soit constituée d'une alternance de bandes de glace et de débris, mais que le processus de dislocation et de chevauchement de tranches ne se produise pas. Suite à l'immobilisation des dépôts de base, il pourrait y avoir formation d'un méga-plan de décollement, laissant cette masse stagnante, non déformée à la fusion, sous le nouveau plancher de la glace active. Ce phénomène pourrait servir d'explication additionnelle pour la formation des terrains morainiques à buttes et dépressions avec linéations de surface.

Les considérations antérieures tendent à démontrer qu'il n'y a pas de lien direct entre le till de fusion et les moraines de Rogen. Cependant, nous verrons plus loin qu'une telle association semble exister pour la région de Témiscamie. Il faut voir dans cette association une coïncidence de facteurs qui permettront d'une part de former des bandes épaisses de till pseudo-stratifié à la base du glacier et de donner par la suite une zone en compression accentuée. Parmi ces facteurs, qui sont sans doute nombreux, la topographie sous-glaciaire (vallées, dépressions dans le roc etc.) a probablement joué un rôle important pour la formation du till de fusion et des moraines de Rogen.

MORAINES MINEURES NON DIFFÉRENCIÉES

Les moraines de Rogen ne sont pas les seuls terrains morainiques où l'on peut observer une orientation des éléments du relief qui soit transversale à l'écoulement glaciaire; cette appellation correspond à une définition artificielle d'une réalité beaucoup plus continue. Nous avons cartographié d'autres moraines transversales comme étant des *moraines mineures non différenciées* (figure 18); elles ne diffèrent des moraines de Rogen que par la taille et la forme des crêtes morainiques.

Morphologie

La distinction entre moraines mineures et moraines de Rogen s'appuie essentiellement sur des aspects descriptifs, les premières montrant généralement des crêtes plus petites, plus basses, moins larges, moins longues et plus rapprochées que celles des moraines de Rogen. Par ailleurs, d'autres éléments de la géométrie soulignent plutôt la parenté de ces deux types de moraines. Ces éléments sont:

- la sinuosité des crêtes;
- la présence d'une linéation glaciaire superposée;
- un contexte topographique semblable;
- et, localement, une certaine contiguïté avec les moraines de Rogen.

Dans les paragraphes qui suivent, nous décrirons deux exemples de moraines mineures pour la région: le premier étant situé à l'ouest du lac à l'Huile et le second, près du lac Roxane. Ces deux descriptions résument assez bien nos connaissances de ce type de moraine dans la région.

Moraine du lac à l'Huile

Du côté ouest du lac à l'Huile (figures 18 et 34), on peut observer une dizaine de crêtes morainiques espacées l'une de l'autre de 75 à 80 m. Ces crêtes, d'une hauteur d'environ 8 m et d'une largeur moyenne de 60 m, forment un champ d'environ 350 m de largeur par 900 m de longueur qui s'étend parallèlement à l'écoulement glaciaire. Mis à part ses dimensions plus petites, ce champ paraît en tout point comparable à celui d'une moraine de Rogen. Nous pouvons y remarquer la sinuosité des crêtes, exprimée par une adjonction latérale d'arceaux successifs, de même que la linéation glaciaire. En fait, si l'on considère les dimensions mesurables (hauteur, largeur, longueur des crêtes etc.), ce champ de moraines apparait comme un champ de moraines de Rogen en modèle réduit.

Sur le profil idéalisé de la figure 19, le terrain morainique du lac à l'Huile se trouve au point A; il se situe dans une concavité de la roche de fond dont la profondeur est moindre que celle où se sont développées les moraines de Rogen. Ce terrain morainique est bien exposé sur photographie aérienne (figure 34); cela est dû à un feu de forêt qui a dégagé le couvert forestier. Ailleurs, là où le

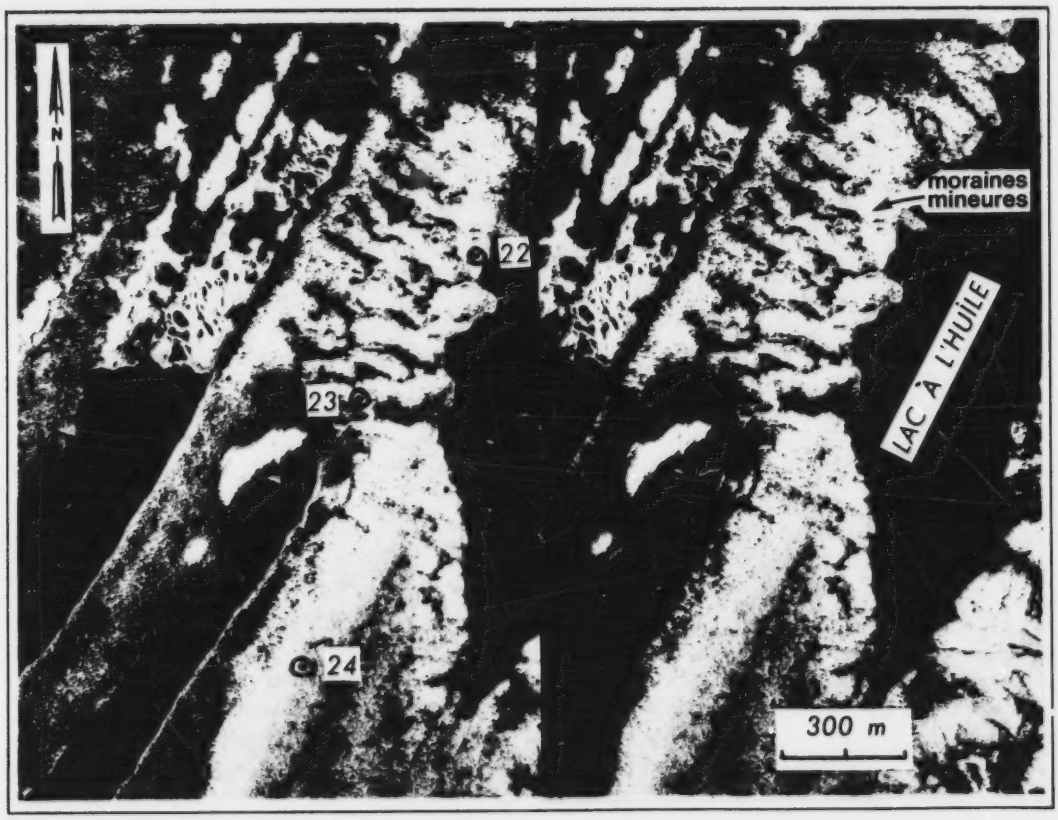


FIGURE 34 – Stéréo-paire montrant les moraines mineures à l'ouest du lac à l'Huile. Les numéros réfèrent à des sites d'échantillonnage du till. Localisation sur la figure 18.

couvert forestier est continu, ce genre de terrain peut échapper à l'observation ; on peut cependant en deviner la trace en suivant le périmètre des lacs qui présentent, sur leurs rives allongées parallèlement à l'écoulement glaciaire, une série d'ondulations sous forme de courtes « péninsules » et de petites baies. Suivant cette méthode, on peut aussi tracer certaines moraines en analysant le périmètre de plusieurs tourbières. Il faut cependant signaler que l'espacement de ces ondulations (baie, péninsule) ne correspond pas toujours à celui des crêtes de moraines mineures.

Moraine du lac Roxane

Près du lac Roxane (figure 18), nous avons observé un second type de moraine mineure ; celui-ci montre une texture zébrée sur photographie aérienne (figures 35 et 36). Sur la figure 35, cette texture paraît superposée à un long drumlinoïde effilé à faible relief ; elle est donnée par une succession de petites crêtes, espacées de 45 à 60 m, et qui forment une trainée d'une longueur de 1,5 km dans la direction de l'écoulement glaciaire. Le relief des crêtes est inférieur à 2 m. Dans cet exemple, les rapports

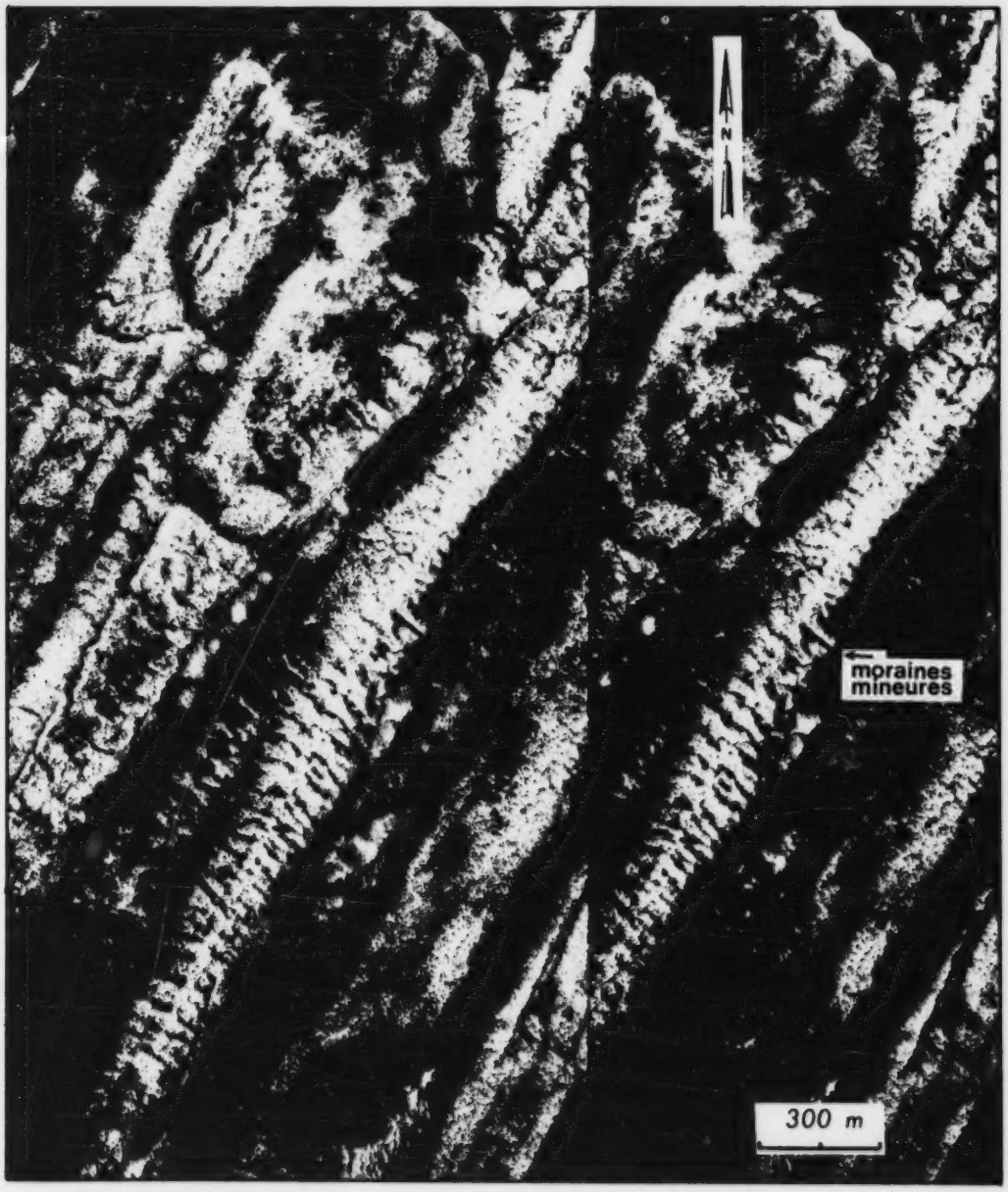


FIGURE 35 – Stéréo-paire montrant les moraines mineures à l'ouest du lac Roxane. Localisation sur la figure 18.

dimensionnels (hauteur, largeur des crêtes etc.) s'écartent de ceux qui caractérisent les moraines de Rogen. Du point de vue de la taille et de la succession régulière des crêtes, ces petites moraines ne sont pas sans rappeler des moraines de De Geer (Elson, 1968). Toutefois, leur modelé glaciaire rappelle plutôt, en miniature, celui des moraines de Rogen. En effet, les crêtes sont sinueuses et faites d'arceaux contigus qui pourraient s'imbriquer les uns dans les autres. Un examen attentif de quelques segments arqués de crêtes morainiques révèle la présence d'une linéation glaciaire (figure 36B). De plus, quelques-unes, tout en conservant l'aspect d'arceaux brisés, d'ogives pointant vers l'aval glaciaire, sont branchues, i.e. qu'elles font la jonction avec la crête qui leur succède vers l'aval aux extrémités latérales.

Autre exemple

Nous avons observé d'autres formes morainiques comparables ailleurs dans la région; elles sont cependant moins bien exposées ou se sont développées sur un relief plus élevé. Ce type de moraine mineure, absent du sommet des drumlinoïdes, est visible sur leur bord inférieur. Lorsque ces dépôts affleurent de chaque côté d'un drumlinoïde, l'ensemble prend l'aspect d'un grand « mille-pattes » dont le « corps » s'allonge parallèlement à la direction glaciaire et dont les innombrables « pattes » se disposent perpendiculairement au tronc.

Bien que nous ne connaissions pas l'origine de ces autres moraines mineures, leur modelé suggère une formation sous-glaciaire. En ce sens, elles semblent appartenir à la même « famille » que celles observées au lac à l'Huile et sont comparables aux moraines de Rogen de la région.

Composition et structure interne

Dans la région, des échantillons de till ont été prélevés sur cinq sites de moraines mineures (figure 18 et tableau 4) localisés au lac Pépeshquasati (site no 7), au lac Fourchette (site no 17) et au lac à l'Huile (sites 22, 23 et 25).

Puits d'observation

Le matériel le plus communément rencontré dans les puits est un till sablonneux ou un loam sablonneux (tableau 4). Il est en général compact et massif et montre une proportion de cailloux et de blocs comparable à celle du till de fond. Il est localement très compact (site 7) ou lâche (site 17). Au lac à l'Huile et au lac Pépeshquasati, l'orientation des cailloux dans le till montre un mode bien accentué, parallèle à l'écoulement glaciaire; au lac Pépeshquasati, on observe aussi un mode secondaire, transversal à la direction de l'écoulement glaciaire.

Coupes

Nous n'avons pas observé de coupes permettant une description détaillée des moraines mineures. Le lecteur devra se référer à celles qui illustrent les moraines de Rogen (page 29).

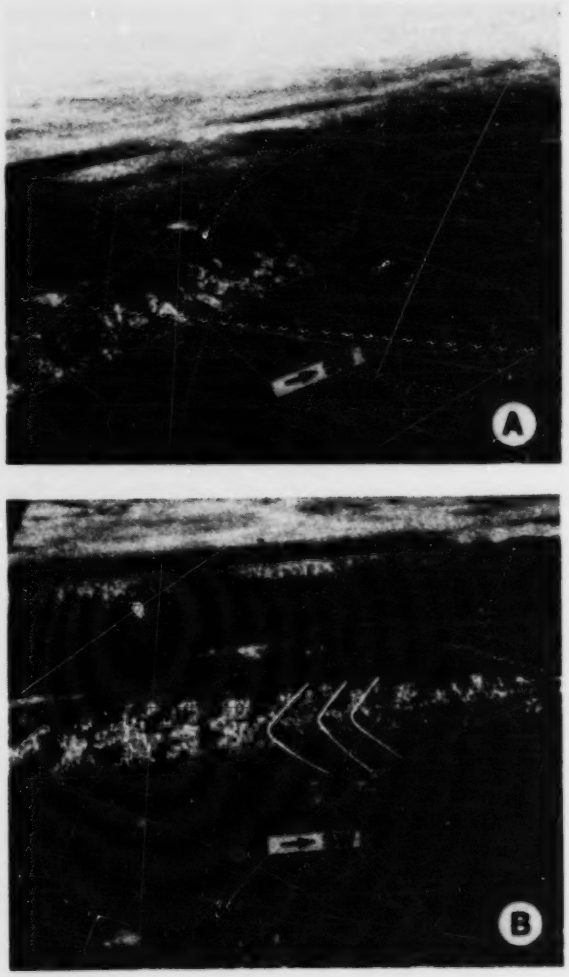


FIGURE 36 – Vue aérienne à basse altitude des moraines mineures de la figure 35.

A – Sens de l'écoulement glaciaire vers le SW.

B – Vue rapprochée de A montrant la forme arquée des petites crêtes dont les arceaux pointent vers l'amont glaciaire (NE).

MORAINES À BUTTES ET DÉPRESSIONS

L'expression en titre est utilisée pour rendre le terme anglais « hummocky moraine ». Ce terme, essentiellement descriptif, désigne des terrains morainiques à structure désordonnée. Il s'agit de moraines dont le relief est de l'ordre de 5 à 25 m et qui sont formées de monticules irréguliers à subcirculaires (creux ou bosses) de diamètre de l'ordre de 20 à plus de 200 m. La surface de ces terrains est dépourvue de linéation glaciaire. De par sa morphologie, nous interprétons ce type de moraine comme étant le résultat de la sédimentation *in situ* de débris provenant de la fonte de la glace stagnante. La distribu-

tion des moraines à buttes et dépressions est illustrée à la figure 37. Cette figure montre aussi d'autres phénomènes reliés à la déglaciation de la région tels que les eskers et les chenaux d'eau de fonte.

Morphologie

Les monticules des moraines à buttes et dépressions affichent généralement des pentes fortes de l'ordre de 20 à 30°. Sauf exception, ils sont disposés çà et là sans arrangement précis. Par endroits, comme c'est le cas à proximité du lac Pépeshquasati, ces buttes s'alignent vaguement dans une direction transversale à celle de l'écoulement glaciaire. Le terrain environnant paraît souvent creusé et façonné par des chenaux au fond desquels s'est déposé un tapis de blocs résiduels.

Certains monticules ont un sommet plat; c'est le cas notamment de ceux exposés près de la rivière Takwa, dans la partie nord-est de la région (figure 37). Dans ce secteur, de grosses collines, d'une hauteur de 20 à 25 m et d'un diamètre à la base de 150 à 250 m, présentent un sommet concave d'un diamètre inférieur à celui de la base et dont le fond, surbaissé de 2 à 3 mètres, prend l'allure d'un collet surélevé. Une tourbière occupe généralement cette dépression sommitale. Sur le plan géomorphologique, ces reliefs rappellent plusieurs des phénomènes de « ice desintegration » décrits par Gravenor & Kupsh (1959), tels que les « plateaux morainiques » (Hoppe 1952, 1957) et les « rim-ridged plateaux » dont Parizek (1969) donne une description détaillée.

Ailleurs dans la région, par exemple près des lacs Roxane et Sylvio (figure 37), les moraines à buttes et dépressions se caractérisent surtout par de petites buttes coniques, sans creux, qui évoquent une série de kames. Près du lac Brideaux, à environ 7 km à l'ouest de la rivière Chéno, ces kames s'accompagnent de petits cordons sinueux, de 3 à 5 m de haut et de quelques centaines de mètres de long, qui rappellent un chapelet de petits eskers.

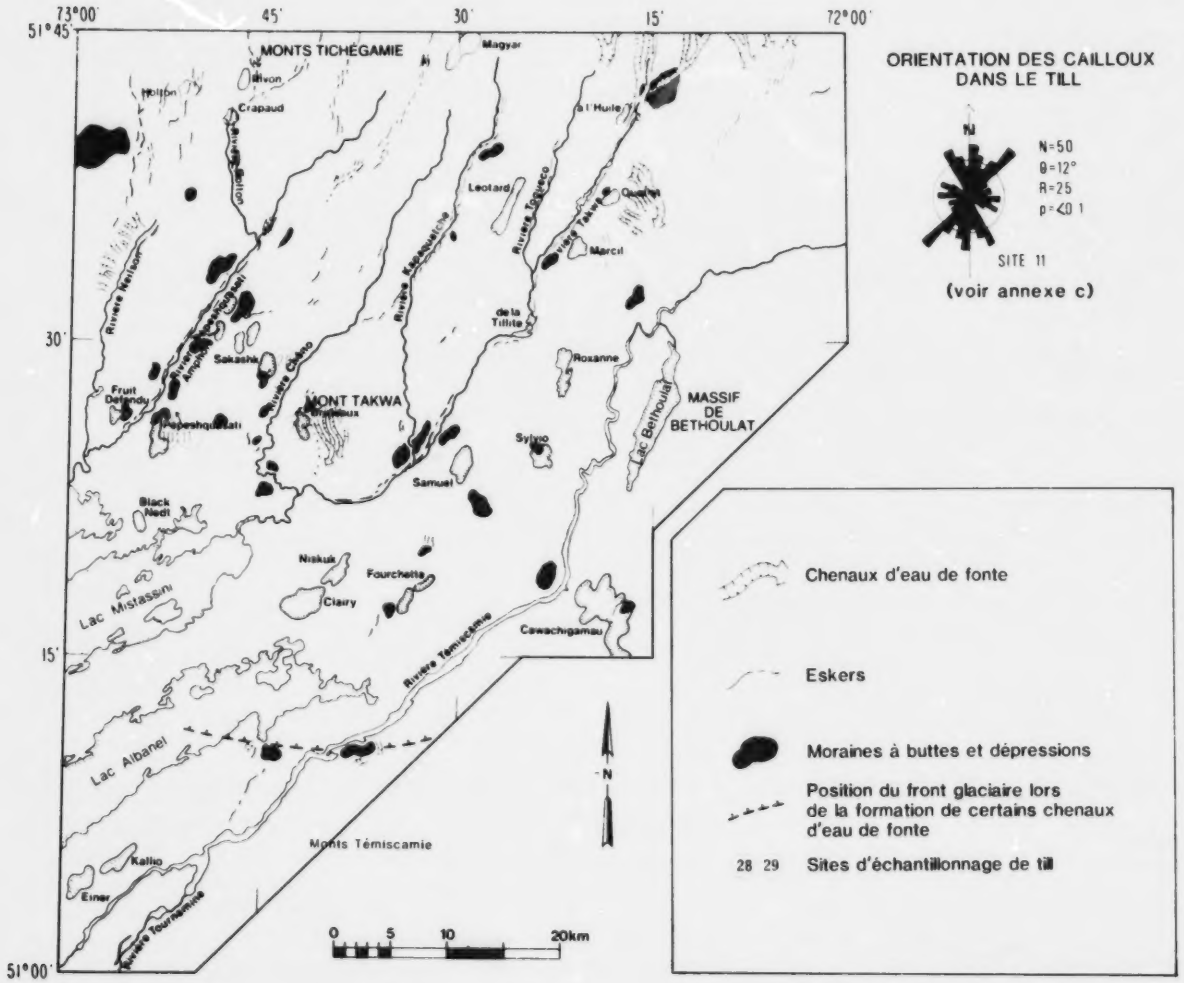


FIGURE 37 – Localisation des moraines à buttes et dépressions, des eskers et des chenaux d'eau de fonte. Région de Témiscamie.

Près de l'extrémité nord-est du lac Pépeshquasati, le terrain morainique, relativement plat, est tapissé par une série de dépressions qui rappelle des « kettles ». Ces creux sont circulaires ou elliptiques; certains sont coalescents et découpent des monticules de forme curieuse, à pente forte. Leur diamètre est de l'ordre de 110 à 240 m et le fond plat est presque toujours occupé par un petit lac ou par une tourbière. Sur le plan morphologique, ce terrain rappelle une topographie de « karst glaciaire » (Clayton, 1966) produite par l'effondrement de débris supraglaciaires, suite à la fusion de la glace sous-jacente (Clayton & Moran, 1974).

Enfin, au SE du lac Albanel, nous avons cartographié deux amas morainiques que nous avons classés avec les moraines à buttes et dépressions. Le premier est localisé au NE et en contrebas du plateau de Kallio; le second se situe à proximité des monts Témiscamie (figure 37). Chaque amas couvre environ 2 km^2 de superficie. Le terrain, irrégulier, s'élève à une dizaine de mètres au-dessus de celui de la moraine de fond adjacente. Le modelé, peu prononcé, est caractérisé par des pentes douces. Le fait que ces dépôts soient exempts de linéations glaciaires et qu'ils surplombent la moraine de fond donne l'impression qu'ils recouvrent cette dernière. De plus, ils sont incisés par un grand nombre de chenaux d'eau de fonte, ce qui suggère la présence d'une marge glaciaire. Enfin, ces dépôts sont interprétés comme des segments d'une moraine frontale ou encore comme une variété de « moraine latérale » reliée au dégagement des hauts reliefs par la glace. Ils se seraient formés à la marge du glacier, entre celui-ci et la forte contre-pente des reliefs dégagés.

Composition et structure interne

Le till des moraines à buttes et dépressions a été étudié à l'aide de puits d'observation et de coupes.

Puits d'observation

Le till a été échantillonné dans trois puits d'observation (figure 37 et tableau 5). Les échantillons 10 et 11 proviennent d'un même puits creusé au nord-est du lac Pépeshquasati. Le premier provient d'un niveau peu compacté de till sablonneux à blocs; le second, prélevé au fond du puits, correspond à un till sablonneux, compact et incorporant des poches de gravier bien trié. À cet endroit, l'orientation des cailloux montre un faible mode, parallèle à la direction de l'écoulement de la glace. Les échantillons 28 et 29 proviennent respectivement du lac Sakashk et du lac Brideaux; il s'agit de till sablonneux et lâche comportant plusieurs poches de sable ou de gravier bien trié.

Coupes

En coupes, le tili des moraines à buttes et dépressions a été observé au site B, le long de la route d'Albanel (figures 15). Un résumé de nos observations est présenté à la figure 38 qui montre un profil NW-SE des dépôts, trois coupes lithologiques (A, B, C) et la distribution des blocs dans le till.

La partie NW du profil représente une section au travers de la moraine de fond à surface fuselée (drumlinoïdes). Vers le SE, dans la partie centrale du profil, la linéation de la moraine de fond disparaît et est masquée sous un couvert de drift dépourvu d'éléments orientés (till d'ablation). Plus au sud (coupes B et C), le profil se situe sur le bord d'une dépression de la roche de fond. Ainsi, le profil schématisé de la figure 38 expose non seulement le till de la moraine « à buttes et dépressions », mais aussi les relations stratigraphiques entre différents terrains tels que les moraines mineures et les drumlinoïdes.

À la base, la *coupe A* montre un till de fond gris olive, fissile et compact (1,5 à 2 kg/cm^2) qui est surmonté d'une couche mince de till d'ablation brun jaunâtre et lâche (moins de 0,5 kg/cm^2). Le till de fond contient 5,3 % d'argile et est équivalent à celui exposé au site A de la route d'Albanel (voir figures 15 et 17). Le till d'ablation surmonte le till de fond; il s'épaissit vers le SE, correspondant au couvert de drift qui masque la linéation de la moraine de fond. Ce till est interprété comme un till d'ablation en vertu de ses propriétés texturales et de sa relation avec le till de fond sous-jacent.

La *coupe B* montre un till d'ablation qui repose sur plus d'un mètre de till pseudo-stratifié et compact (2,0 kg/cm^2). Ce till pseudostratifié est équivalent à celui observé dans la moraine de Rogen du site C (voir figure 25). Quant au till d'ablation, il est l'équivalent stratigraphique du complexe d'ablation reposant en dis-

TABLEAU 5 – Résumé des caractéristiques du till échantillonné dans les terrains morainiques à buttes et dépressions. Région de Témiscamie.

Sites échantillonnés	Localisation	Propriétés texturales du till	Orientation des cailloux	Classification texturale de la matrice
10	Lac Pépeshquasati	Lâche, trié	–	Till sablonneux
11	Lac Pépeshquasati	Compact avec poches de gravier	Parallèle	Till sablonneux
28	Lac Sakashk	Lâche, trié	–	Till sablonneux
29	Lac Brideaux	Lâche, trié	–	Till sablonneux

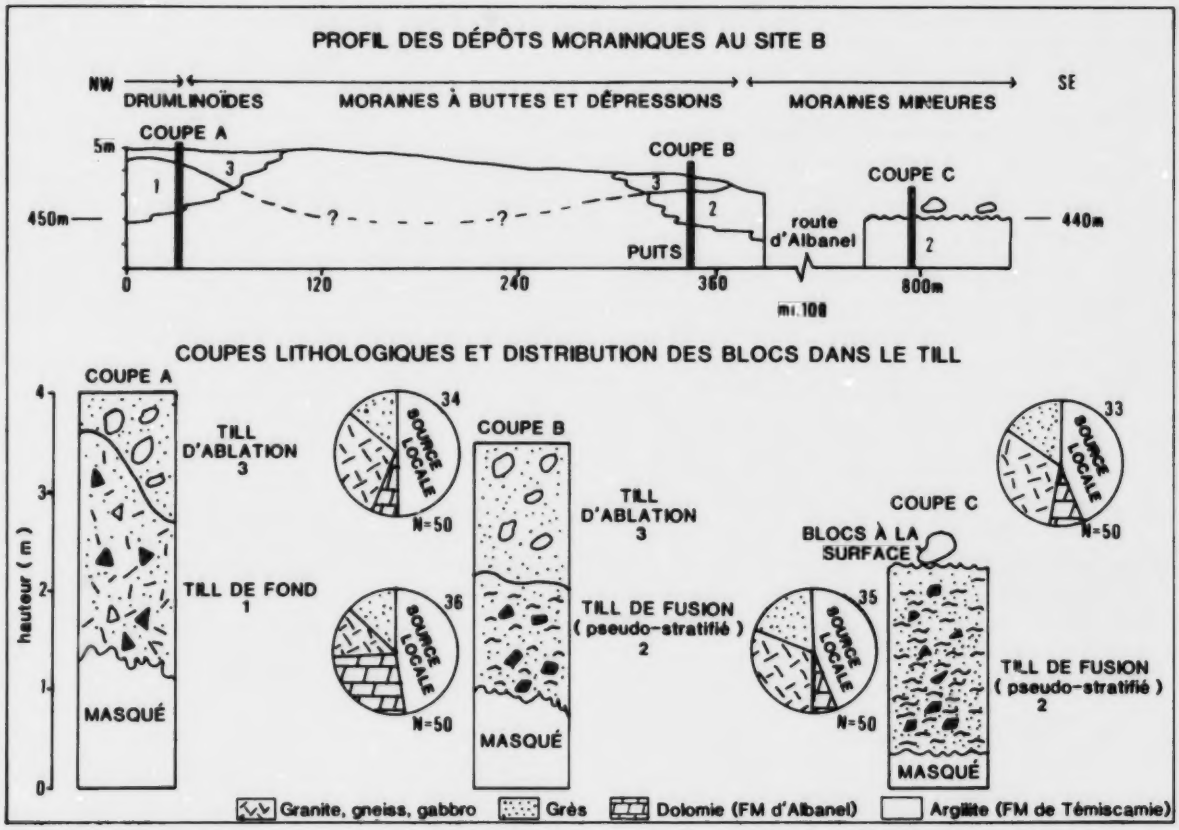


FIGURE 38 – Représentation schématique des observations en coupe au site B de la route d'Albanel. Voir localisation sur la figure 15.

cordance sur le till de fusion dans cette même moraine de Rogen (figure 28).

Caractéristiques des tills

Nos observations tirées des coupes de la route d'Albanel permettent de reconnaître trois types distincts de till: le till de fond, le till de fusion et le till d'ablation. Les paragraphes qui suivent résument les principales caractéristiques de ces trois types de till qui sont bien exposés dans le secteur du plateau de Kallio.

Le *till de fond* est silteux, compact et massif (figure 17 et tableau 3). Un examen des clastes montre que ceux-ci sont principalement de source locale et généralement orientés de façon que leur grand axe soit parallèle ou transversal à la direction de l'écoulement de la glace. Ce till repose directement sur la roche de fond striée et est localement recouvert par du till d'ablation (figure 38). On le trouve dans la moraine de fond à surface fuselée et il constitue le principal sédiment des interfluves.

Le *till d'ablation* est sablonneux et lâche (figure 38 et tableau 5). Un examen des clastes montre que ceux-ci sont principalement de source distale. Ce till repose directement sur le till de fond et se résume localement à une couche discontinue de blocs. D'après nos observations, on le trouve dans un terrain morainique dépourvu de linéation glaciaire (moraines à buttes et dépressions). Mince aux interfluves, il s'épaissit dans les vallées où il repose directement (en discordance) sur le till de fusion.

Le *till de fusion* (ou till pseudo-stratifié) est sablonneux et compact; il montre une pseudo-stratification ainsi que des structures de compaction différentielle. Un examen de ses clastes montre que ceux-ci sont par endroits d'origine proximale (site C, figure 25) ou d'origine distale (site B, figure 38). Ce till n'a été observé que dans les vallées; il repose sous le till d'ablation et sa relation avec le till de fond n'a pas été observée. On présume qu'il est stratigraphiquement sus-jacent à ce dernier. Du point de vue morphologique, nous l'avons bien décrit dans un profil de la moraine de Rogen du site C (figure 28).

MÉTHODE D'IDENTIFICATION

La discrimination des différents types de till pour l'ensemble de la région de Témiscamie est plus malaisée que pour le secteur de la route d'Albanel. Cela tient principalement à l'absence de coupes et, d'autre part, au caractère sablonneux du till de fond, phénomène qui le

rend difficile à distinguer des autres tills. Pourtant, cette discrimination est primordiale pour les fins de l'exploration minérale à partir des dépôts glaciaires (Dreimanis, 1976; Shilts, 1976). C'est le cas de la région de Témiscamie et des secteurs adjacents qui font présentement l'objet de travaux d'exploration pour l'uranium. Une partie de ces travaux concerne la dispersion glaciaire et le traçage de blocs et d'indicateurs géochimiques ou minéralogiques dans différentes fractions du till.

Les caractéristiques lithologiques et géochimiques du till découlent du mode de transport et des distances parcourues par les débris glaciaires en regard des régions-sources. Traditionnellement, on a toujours essayé de distinguer le till de fond du till d'ablation (Shilts, 1976), et à fortiori, nous croyons qu'il est possible de différencier les trois types de till dans la région de Témiscamie. À cette fin, nous pensons que l'association de certains types de till avec certains types de terrains morainiques peut nous aider dans notre classification. Cette question est examinée en détail dans les lignes qui suivent.

Notre méthodologie implique qu'il faut effectuer un premier classement du till non différencié en fonction du type de terrain morainique où il a été échantillonné (voir tableaux 3 et 4). Le second classement réfère aux types génétiques de till et s'applique aux échantillons prélevés dans les coupes, là où les observations structurales permettent de distinguer les différents faciès de till. Les échantillons sont comparés au moyen d'un diagramme qui met en relation deux paramètres texturaux, soit le tri (σ G) en fonction du contenu total en silt et en argile de la matrice (figures 39 et 40).

DIAGRAMMES COMPARATIFS

Avant de procéder à la comparaison des échantillons de till, il faut s'arrêter à la conception même de tels diagrammes. Les paramètres (tri et contenu en silt-argile) ont été choisis essentiellement pour deux raisons:

- d'abord parce qu'ils sont simplement et rapidement obtenus par une analyse granulométrique de la matrice du till (tableau B-1, en annexe);
- ensuite parce que, théoriquement, la combinaison de ces deux paramètres est possiblement discriminante du type génétique.

En théorie, un *till de fond* devrait afficher un tri faible et un contenu élevé de particules fines par rapport aux autres variétés de till. En effet, il s'agit de sédiments laissés sous la glace et provenant de débris basaux non remaniés qui ont subi une forte attrition en transport. Conséquement, un échantillon représentatif du till de fond devrait se situer dans le domaine A des diagrammes (figures 39 et 40). Par opposition, le *till d'ablation*, provient essentiellement de la charge de débris amenée en position infraglaciaire, celle-ci ayant subi une attrition moindre lors de son transport. Ce till se dépose lors de la fonte finale de la glace, alors que l'eau de fonte et les processus de resédimentation délavent une partie de la charge fine (Goldthwait, 1971; Dreimanis, 1976). Conséquemment, le till d'ablation devrait être mieux trié que le till de fond et contenir moins de particules fines. Il devrait ainsi se situer dans le domaine C des diagrammes (figures 39 et 40). Le *till de fusion*, reconnu depuis peu, ne possède pas de caractéristiques texturales bien définies

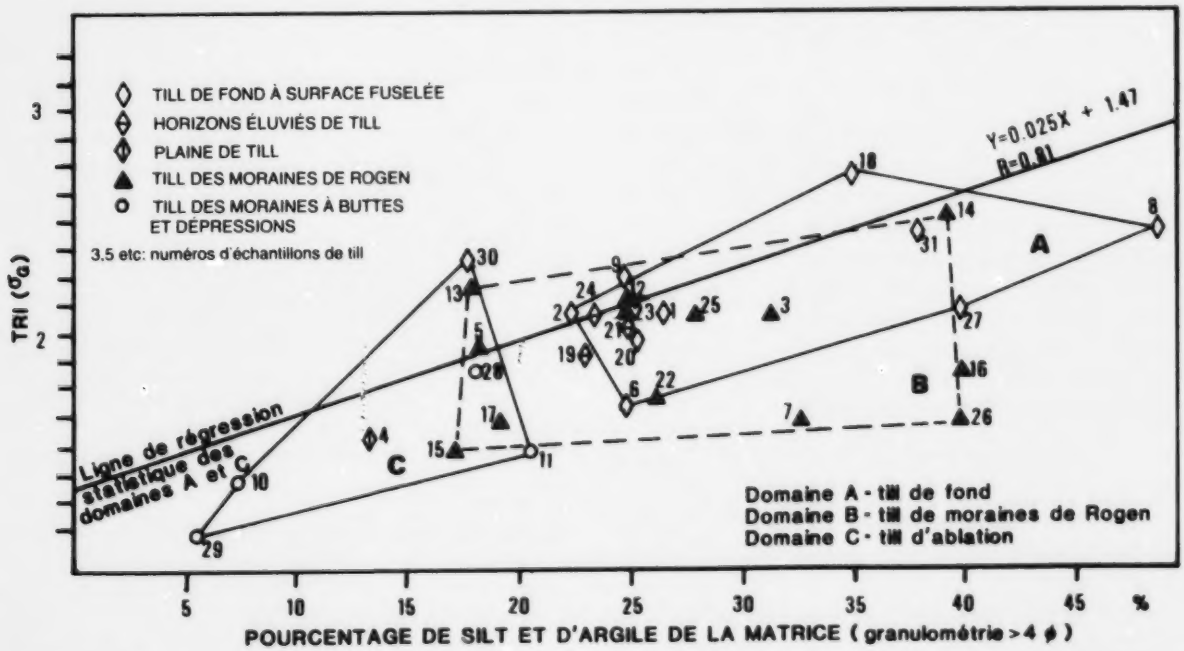


FIGURE 39 – Diagramme montrant le tri (σ_G) VS le pourcentage total en silt et argile de la matrice pour des tills échantillonnés dans les divers types de moraines de la région de Témiscamie. Données provenant des analyses granulométriques du tableau B-1 (voir annexe).

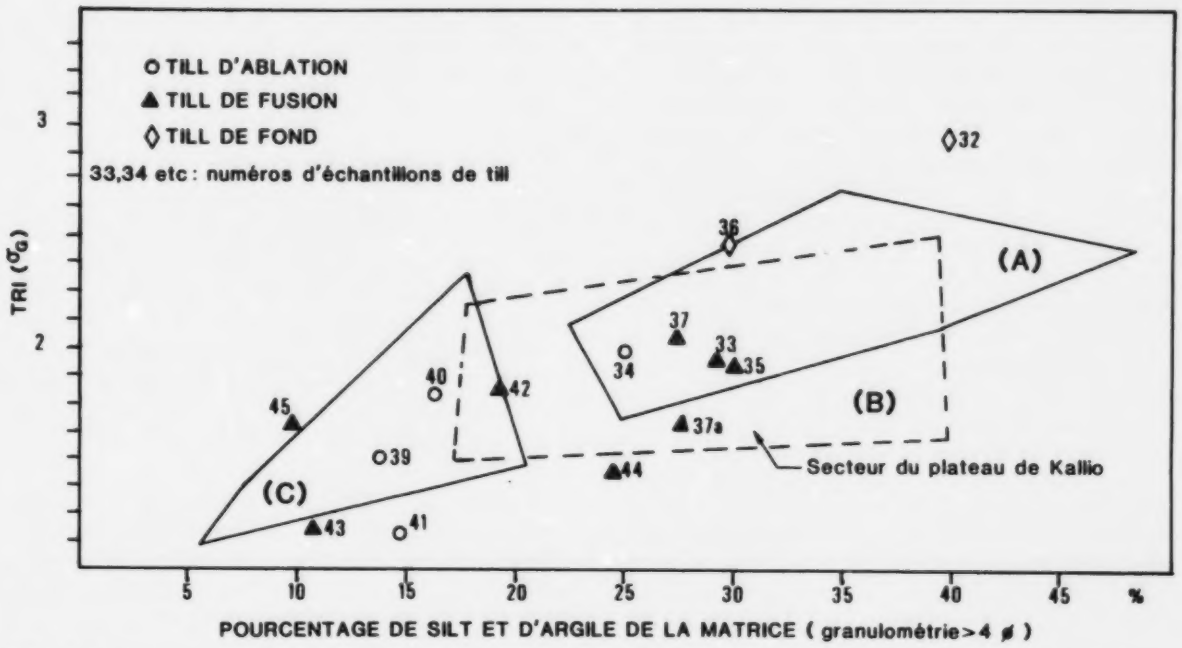


FIGURE 40 – Diagramme montrant le tri (σ_G) VS le pourcentage total en silt et argile de la matrice pour des tills échantillonnés le long de la route d'Albanel. Les domaines A, B et C sont les mêmes que ceux de la figure 39. Données provenant d'analyses granulométriques du tableau B-1 (voir annexe).

et son comportement sur les diagrammes est à priori imprévisible. Il coïncide avec le domaine B des moraines de Rogen.

Le diagramme de la figure 39 montre des échantillons de till provenant de puits d'observation et classés selon le type de terrain morainique d'origine. À l'exception du no 30, les échantillons de till provenant des moraines de fond à surface fuselée occupent le champ A du diagramme. Il est important de remarquer que la plupart des échantillons provenant d'horizons éluviés se situent à l'intérieur de ce champ. L'échantillon no 30 provient d'une région où la linéation de la moraine est masquée; nos observations dans le puits montrent qu'il comporte des poches de gravier et surmonte un till massif (échantillons 31).

Les échantillons de till provenant des moraines à buttes et dépressions, ceux des terrains morainiques dépourvus de linéation glaciaire ainsi que l'échantillon no 30 se situent dans le domaine C du diagramme (figure 39).

À première vue, ces résultats sont intéressants et, sur la foi de considérations théoriques, nous portent à interpréter le till provenant de la moraine de fond à surface fuselée et celui échantillonné dans des horizons éluviés comme faisant partie du till de fond. Quant au till de la moraine à buttes et dépressions, il correspond effectivement au till d'ablation. Comme on le verra plus loin, cette interprétation est confirmée lorsqu'on superpose les échantillons de till de fond et d'ablation provenant de la route d'Albanel (Plateau de Kallio) sur le diagramme de la figure 40.

Les échantillons provenant des moraines de Rogen se concentrent à l'intérieur du domaine B (figure 39) qui englobe partiellement les domaines A et C. Cependant, à la différence des domaines A et C qui semblent s'aligner le long d'une droite de régression, l'axe du domaine B a plutôt tendance à être horizontal. Selon nous, cette distribution des échantillons de till des moraines de Rogen indique les deux faits suivants:

- ce till possède un tri plus élevé que celui de la moraine de fond, mais moins élevé que celui de la moraine à buttes et dépressions;
- le tri du till a tendance à se stabiliser, indépendamment du contenu en particules fines.

Nous avons reporté les domaines définis à la figure 39 sur la figure 40 en y localisant des échantillons de till provenant du plateau de Kallio (route d'Albanel). Les constatations sont les suivantes:

- Le *till de fond* (échantillons no 32 et 36) se localise à la limite supérieure du domaine A. L'échantillon no 32, qui provient d'un till de fond développé à partir de l'argilite de la Formation de Témiscamie, sort un peu de cette limite. Cette valeur erratique s'explique par des variations de la nature des régions-sources du till; ainsi, le till échantillonné au coeur de la région provient de roches cristallines ou clastiques et est davantage sablonneux.
- Le *till d'ablation* (échantillons no 34, 39, 40 et 41) se localise partiellement dans le domaine C. Les échantillons no 34 et 41 font exception: le premier (34) appa-

raît dans le domaine du till de fond; le second (41) est localisé en bas du domaine C et possède un tri plus élevé. Cette divergence s'explique de la façon suivante: d'une part la variabilité texturale du till d'ablation était prévisible, c'est même là une de ses caractéristiques (Dreimanis, 1976); d'autre part, le chevauchement du till de fond et du till d'ablation n'est pas impossible si l'on considère que le second puisse être partiellement dérivé du premier, par délavage et affinement des débris.

- Le *till de fusion* (échantillons no 33, 35, 37, 37a, 42, 43, 44 et 45) se situe généralement à l'intérieur du domaine B (figure 40), défini à partir du till des moraines de Rogen (figures 39). Trois échantillons (no 43, 44 et 45) se situent à l'extérieur de ce domaine soit à cause d'un indice de tri plus élevé ou soit à cause d'un contenu plus faible en particules fines (voir tableau B-1, en annexe). Il faut en conclure que le till des moraines de Rogen de la partie centrale de Témiscamie est de même nature que le till de fusion du plateau de Kallio. De plus, la coïncidence des champs semble indiquer que le till de fusion, bien que rarement observé, serait plus répandu que soupçonné. Il faut ajouter que ce till se compare assez bien sur le plan de sa distribution, de sa structure et de sa texture, aux tills de Kalix et de Sveg, connus et décrits en Suède, ou à leur équivalent en Finlande (Beskow, 1935; Hoppe, 1952, 1959; Virkkala, 1952, 1974; Dreimanis, 1976; Lundqvist, 1969a, 1969b; Aario, 1977; Shaw, 1979).

LITHOLOGIE DES CLASTES

L'étape suivante consiste à examiner les caractéristiques lithologiques des différents types de till. On sait que dans le secteur du plateau de Kallio, les renseignements sont à l'effet que le till de fond contient principalement des clastes d'origine locale, tandis que le till d'ablation contient davantage d'éléments provenant de sources lointaines. Le till de fusion est à cet égard variable.

La lithologie des clastes contenus dans la fraction de 2 à 64 mm des différents tills a été étudiée dans deux autres secteurs de la région (tableau 6).

Secteur des lacs Marcil et Ouellet

Le secteur des lacs Marcil et Ouellet (figure 13 et 18) se trouve à 21 km au sud et à environ 100 m plus bas que la limite du soubassement constituée par la Formation d'Indicator. Dans ce secteur la roche de fond est représentée par un gneiss; juste au nord affleurent des granites de même qu'une bande de roches métasédimentaires. Les résultats des comptages sont les suivants:

- le *till de fond* contient 57 % d'éléments de source locale (source éloignée de moins de 20 km);
- le *till de fusion* et le *till d'ablation* contiennent respectivement 78 et 79 % d'éléments de source lointaine, notamment des grès de la Formation d'Indicator (source éloignée de 20 km et plus);
- de plus, 97 % des blocs qui jonchent la surface de la moraine de Rogen (figure 18) sont d'origine locale.

En somme, ces résultats confirment ceux obtenus dans le secteur de la route d'Albanel (figure 39):

- la différence de composition est attribuable au transport glaciaire; les débris que l'on retrouve dans le till de fusion et le till d'ablation ont connu partiellement un transport infra-glaciaire, alors que ceux du till de fond sont tout à fait sous-glaciaires;
- les blocs qui jonchent la surface de la moraine de fond sont analogues à ceux observés au sommet de la moraine de Rogen sur le plateau de Kallio (route d'Albanel); ils sont d'origine sous-glaciaire, représentent le produit

TABLEAU 6 – Lithologie de la fraction tamisée (2 à 64 mm) de 10 échantillons de till prélevés au centre de la région. Localisation des sites échantionnés sur les figures 13, 18 et 37.

Secteur des lacs Marcil et Ouellet

Sites échantillonnés	Terrain échantillonné[1]	Nombre de clastes analysés (N)	Fm. d'Indicator (%)	Roches vertes (%)	Granite et gneiss (%)	% clastes de provenance	
						Locale (< 20 km)	Éloignée (> 20 km)
1, 2	Till de fond	179	37	6	57	57	43
3	Till de fusion (Moraine de Rogen)	210	70	8	22	22	78
4	Till d'ablation	223	67	12	21	21	79

Secteur du lac Pépeshquasati

Sites échantillonnés	Terrain échantillonné[2]	Nombre de clastes analysés (N)	Fm. de Chéno (%)	Fm. de Papaskwasati (%)	Archéen (%)	% clastes de provenance		
						Locale (< 8 km)	(< 20 km)	Éloignée (> 20 km)
6, 8, 9	Till de fond	414	28	60	12	28	60	12
7	Till de fusion (Moraine de Rogen)	169	23	67	10	23	67	10
10, 11	Till d'ablation	382	25	73	2	25	73	2

[1] Socle représenté par un gneiss archéen
[2] Socle représenté par la formation de Chéno

d'une reprise de l'érosion, et ont été transportés sur une courte distance.

Secteur du lac Pépeshquasati

Ce secteur est localisé sur les figures 13 et 18. Le substrat y est constitué de la Formation de Chéno. À 20 km au nord-est et à environ 30 m plus haut, se trouve la limite entre les grès aphébiens et les roches archéennes (figure 2). La Formation de Papaskwasati affleure juste au nord de ce site. Les résultats des comptages sont les suivants:

- le *till de fond* contient 88 % de cailloux de grès dont 30 % proviennent de la Formation de Chéno;
- le *till des moraines mineures* de même que le *till d'ablation* contiennent 90 % et plus de cailloux de grès.

En présumant que tous les grès qui ne proviennent pas de la Formation de Cheno proviennent de la Formation de Papaskwasati et non de celle d'Indicator, la conclusion est que finalement tous les types de till contiennent dans une proportion de 88 à 90 % des éléments de provenance locale (distance de transport inférieure à 20 km). À notre avis, cela est attribuable à la grande susceptibilité des grès à l'érosion glaciaire, phénomène se traduisant par une prédominance de ces éléments à toute hauteur dans le glacier.

Les eskers

Les eskers font entre 5 et 22 m en hauteur et environ 10 à 75 m en largeur. Ils forment plusieurs réseaux dont les tronçons les mieux développés sont situés dans les vallées du nord de la région (figure 37). Presque tous les eskers montrent une crête unique, généralement arrondie, et des flancs abrupts. Quelques-uns montrent localement une crête dédoublée qui enserre un bassin perché, fermé et oblong, d'une longueur variant entre 75 et 150 m. Le long d'un même esker, la hauteur de la crête est variable et le relief local peut atteindre 5 m. Toutefois, il ne semble pas y avoir de régularité dans l'espacement des points hauts le long de la crête. Certains eskers peuvent être suivis sur des distances de plus de 30 km; ils sont cependant discontinus et forment des chaînes de buttes allongées. Le segment continu le plus long s'étend sur environ quatre kilomètres dans la partie supérieure de la vallée de la Takwa.

RÉSEAUX ANASTOMOSÉS

Nous avons remarqué deux en droits où les eskers forment un réseau serré et anastomosé dans un espace triangulaire d'environ 3 km² de superficie. Le premier site (figure 37) est localisé au nord du lac Rivon et le second au point de confluence des rivières Pépeshquasati et Holton. Ces réseaux triangulaires pointent vers l'amont glaciaire. Au sol, ils se présentent comme des terrains très chaotiques qui montrent d'innombrables dépressions fermées, bordées de crêtes sinueuses. L'aspect chaotique est encore accentué par le grand nombre de blocs erratiques qui jonchent la surface des dépôts et par la hauteur variable des différentes crêtes. Ce n'est que du haut des airs que se dessine la configuration anastomosée des crêtes. Cette configuration de même que le patron de distribution triangulaire des eskers suggèrent un réseau distributaire, analogue à celui développé par des cours d'eau sur un cône d'alluvion. Henderson (1959), qui a observé de tels phénomènes près de Shefferville, a suggéré qu'un tel arrangement de crêtes d'eskers pouvait être le résultat d'une sédimentation fluvio-glaciaire dans une zone marginale, stagnante et fracturée du glacier, là où les cours d'eau de fonte coulaient à l'air libre, entre des parois de glace. L'arrangement triangulaire pourrait être le résultat de la focalisation des alluvions dans une concavité ou un embaiement du front du glacier.

ESKERS ET VALLÉES

Dans la partie nord de la vallée de la Takwa, là où se loge un segment d'esker, les parois de la vallée sont abruptes et escarpées. Ces parois suggèrent une érosion par l'eau et l'incision d'un chenal de 150 à 200 m de large dans lequel le cours actuel de la rivière Takwa tout comme l'esker sont largement sous-adaptés. Les sommets escarpés de la vallée sont à des altitudes comparables ou légèrement supérieures à celle du sommet de l'esker qui se trouve à peu près au centre de la vallée. L'origine de ce phénomène n'est pas connue. Nous tentons ici de l'expliquer à l'aide des deux hypothèses suivantes:

- l'esker représente un événement postérieur à l'incision du chenal (et non à la formation de la vallée) dans lequel il se loge;
- l'esker représente un événement contemporain ou antérieur à l'incision du chenal.

Selon la première hypothèse, la formation du chenal représente un épisode d'érosion par l'eau de fonte sous-glaciaire qui est suivi d'un épisode de sédimentation confiné à un tunnel de dimension beaucoup plus restreinte. La seconde hypothèse, plus plausible, doit être comprise de la façon suivante:

- la vallée serait restée comblée de glace stagnante pendant la déglaciation;
- ses parois auraient été incisées par des chenaux d'eau de fonte circulant à l'air libre de part et d'autre de la glace;
- les eskers auraient été laissés dans, sous, ou confinés entièrement par la glace stagnante au centre de la vallée.

COMPOSITION ET STRUCTURE INTERNE

Les sédiments qui composent les eskers vont du sable à grain fin au gravier à blocs. Près du lac Rivon (figure 37), dans la partie supérieure d'une excavation, l'esker

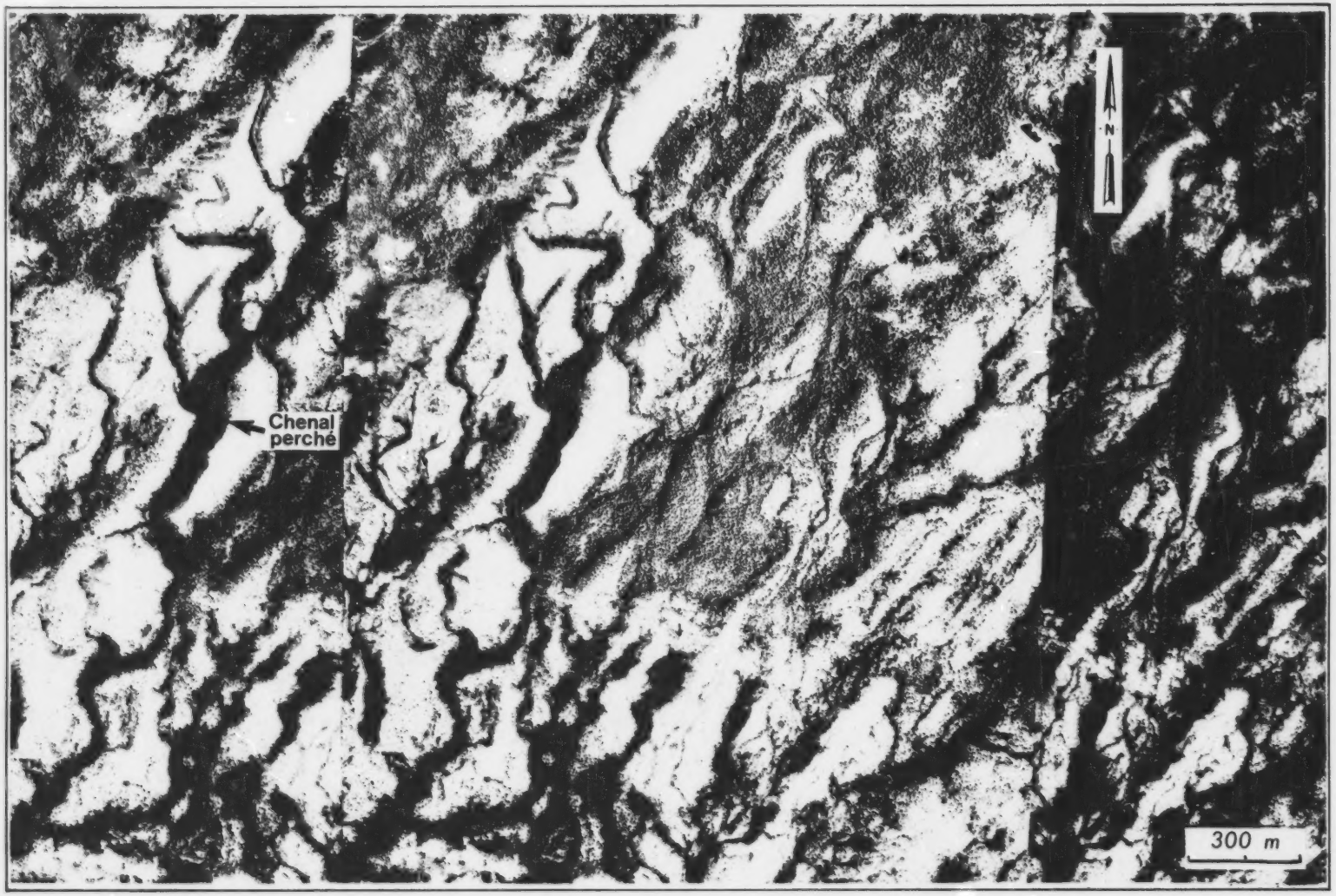


FIGURE 41 – Stéréogramme montrant les chenaux perchés d'eau de fonte sur le flanc SW du mont Takwa (localisation sur figure 37).

est composé d'un sable ridé qui repose sous un gravier à cailloux. Près du lac Jules, les deux mètres supérieurs des coupes montrent principalement un sable grossier et un gravier à cailloux. Dans la vallée de la Pépeshquasati, à la latitude 51°35'N, une coupe de 10,5 mètres dans un esker montre, à sa partie supérieure, quatre mètres de gravier à blocs et à cailloux. Cette séquence révèle une structure d'imbrication des clastes dont le grand axe plonge vers le nord. L'unité repose sur un gravier à cailloux et un sable à grain grossier qui affichent de nombreuses structures lenticulaires dues à l'érosion et au remplissage. Des failles normales, avec rejet de l'ordre de quelques centimètres, traversent toute la séquence.

Chenaux d'eau de fonte

Les chenaux d'eau de fonte, très abondants dans la région, sont de plusieurs types. Cependant, nous n'avons pas tenté d'en établir une classification systématique basée sur leurs différents modes de formation. Notre classification, qui couvre à peu près toute la gamme des chenaux importants de la région, comprend les subdivisions suivantes:

- les *chenaux perchés*, dont le tracé a tendance à se conformer aux contours topographiques;
- les *chenaux en série*, formant une succession de chenaux sub-parallèles, orientés transversalement à la direction de l'écoulement glaciaire;
- et enfin, les *chenaux majeurs* qui s'allongent perpendiculairement ou à un angle quelconque avec l'orientation présumée de la marge glaciaire.

CHENAUX PERCHÉS

Le meilleur exemple de chenaux perchés peut être observé au SW du mont Takwa (figure 41). À cet endroit, la moraine de fond est incisée par des chenaux de 7 à 10 m de profondeur et d'environ 65 à 75 m de large dont le profil transversal ressemble à celui d'une boîte. Les chenaux s'allongent du nord-ouest vers le sud et le sud-est, la partie amont étant perchée au-dessus des terres basses de la vallée de la Chéno. Vers l'aval, ils débouchent sur une importante accumulation d'alluvions proglaciaires localisée dans la partie inférieure de la vallée de la Takwa. Les chenaux ont un tracé sinueux, coupent au travers de drumlinoïdes, font à leur extrémité amont un angle quelconque avec la direction de la pente actuelle et, plus en aval, se conforment aux contours topographiques. Certains d'entre eux ont un côté manquant. Vers le nord-ouest, ils sont espacés d'environ 120 à plus de 250 mètres.

Ces chenaux sont similaires aux « chenaux marginaux » décrits par Tarr (1909) et dont plusieurs exemples ont été observés au Labrador par Derbyshire (1958). Il s'agit de chenaux qui se développent en bordure de la glace, c.-à-d. entre celle-ci et la contre-pente d'un relief dégagé. Dans l'exemple de la figure 41, il est raisonnable de croire qu'au fur et à mesure que s'abaissait la surface de la glace et que perçait à la façon d'un nunatak le mont Takwa, la radiation solaire, réfléchie sur les parois du mont, devait accélérer la fusion de la glace contiguë et assurer le maintien d'un chenal, dont un versant était de glace et l'autre de roc ou de till. Des chenaux ont pu se former successivement, au fur et à mesure que se poursuivait l'abaissement de la surface de la glace. Nous pensons également que la glace devait être active, car une glace stagnante ou minée n'aurait pu fournir de paroi étanche pouvant contenir les chenaux sur le flanc du mont.

CHENAUX EN SÉRIE

Le meilleur exemple de chenaux en série s'observe entre les rivières Takwa et Témiscamie, à l'est des lacs Marcil et Ouellette (figure 42). Il s'agit d'une série de chenaux à fond plat, de plus de 20 m de profond, et de 50 à plus de 150 m de large. Ces structures, orientées NW-SE, sont bien tracées sur une distance d'environ trois kilomètres et se jettent, du côté aval, dans une vallée qui débouche dans celle de la Témiscamie. Ce réseau de chenaux est sans doute à l'origine de l'importante accumulation d'alluvions proglaciaires de la vallée de la Témiscamie.

Contrairement aux chenaux perchés, les chenaux en série ne se sont pas développés entre la glace et une contre-pente (le glacier se retirait ici le long d'une pente et dégageait ainsi des terrains successivement plus élevés). Ces chenaux coupent cependant l'interfluve Takwa-Témiscamie et s'allongent, comme les précédents, suivant une direction perpendiculaire à la ligne de plus grande pente et transversalement à la direction de l'écoulement glaciaire. L'ensemble représente un réseau de petites canalisations subparallèles, espacées de 200 à 800 m, dans une bande allongée E-W, d'environ 7 km de large. Bien que la majorité de ces chenaux soient à fond plat, certains présentent localement des cuvettes qui correspondent à des élargissements du chenal. Les parois sud des chenaux, sont à pente forte; celles du côté nord sont généralement à pente plus douce et plus irrégulière.

L'orientation de ces canalisations étant subparallèle à celle du front glaciaire, il semble clair que leur origine est reliée à la configuration de ce dernier. En supposant que la marge glaciaire constituait un front cohérent de glace et compte tenu de la pente régionale du terrain vers le sud, il est malaisé d'expliquer le phénomène qui a empêché l'eau de fonte d'emprunter un tracé plus direct et de s'écouler vers le bas, perpendiculairement au tracé actuel des chenaux. On peut plutôt supposer que la marge glaciaire ressemblait à une zone de glace stagnante conservant quelques structures transversales héritées de la phase active d'écoulement. Il est alors aisé d'imaginer que les eaux de fonte aient pu s'écouler parallèlement à ces structures confinées originalement par des amas de glace stagnante. En somme, nous croyons que les che-

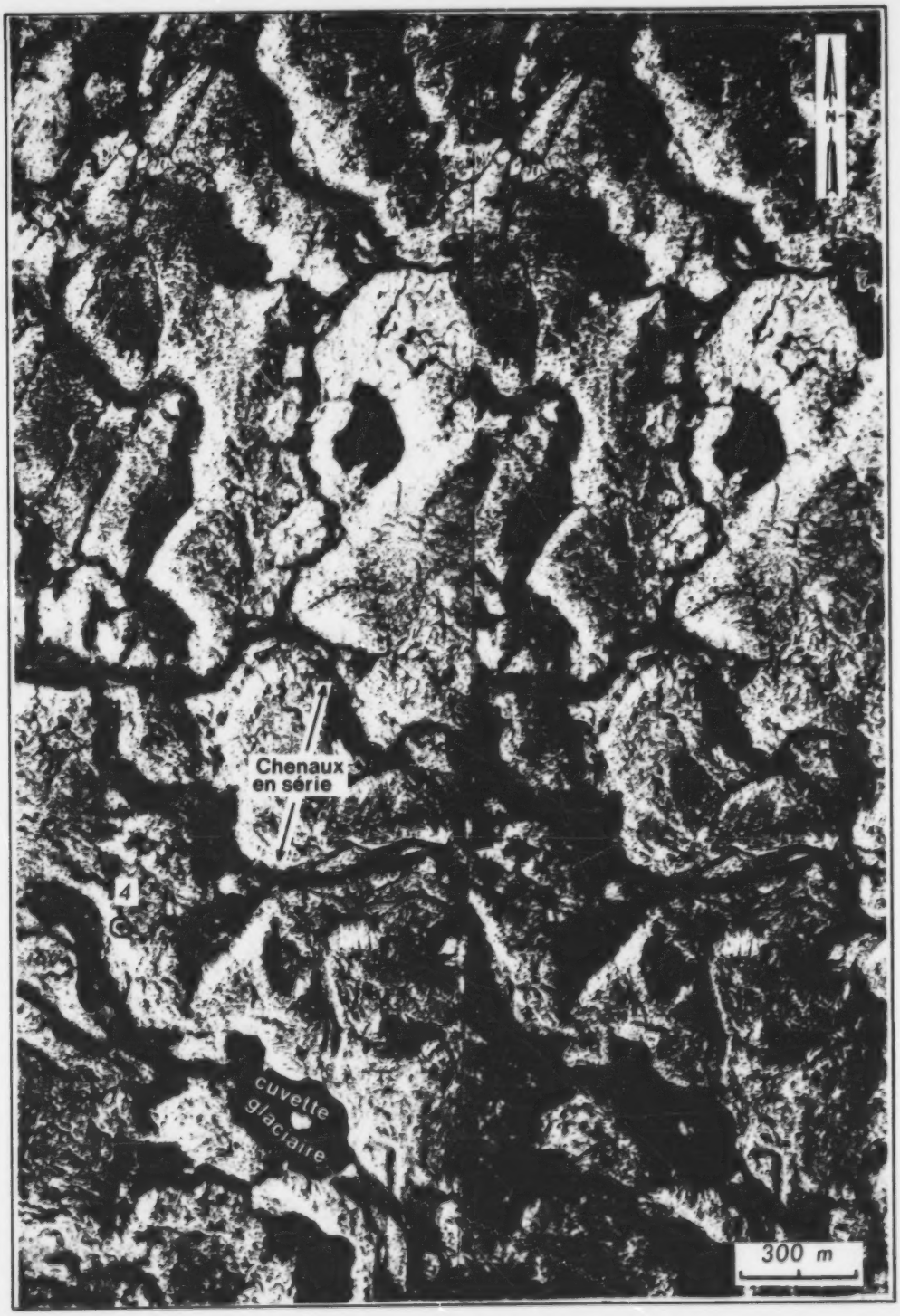


FIGURE 42 – Stéréogramme montrant les chenaux d'eau de fonte en série, au NE du lac Ouellet (localisation sur figure 37). Notez un chenal (bas de l'image) dont le fond est percé d'une cuvette glaciaire. Le chiffre correspond à un échantillon de till de la figure 13.

naux en série se sont développés à l'intérieur d'une zone de glace stagnante à la marge du glacier. D'autres exemples ont aussi été observés du côté ouest de la vallée de la rivière Neilson (figure 37), ainsi qu'au voisinage du lac Indicateur, dans les Monts Otish (hors carte).

CHENAUX MAJEURS

Les chenaux majeurs, moins abondants, sont surtout localisés à l'extrémité NE de la région (lac à l'Huile). Dans ce secteur, trois chenaux constituent une extension naturelle de la tête des vallées de la Kapaquatche, de la Toqueco et de la Takwa (figure 43). Plus à l'est, on peut en observer deux autres; ils sont moins bien développés et ne débouchent pas dans des vallées.

Les trois chenaux principaux ont en moyenne 26 m de profond et plus de 400 m de large; leur fond est plat et les versants sont abrupts. Nous y avons observé des lambeaux de terrasse dont certains, localisés à la tête de la Takwa, se situent à des niveaux qui varient de 8 à 18 m au-dessus du fond de la vallée. Au moins un de ces lambeaux est formé de deux terrasses jumelées, c.-à-d. qu'on le retrouve sur les deux côtés du chenal.

L'origine des chenaux majeurs n'est pas clairement établie. Toutefois, il apparaît peu plausible qu'il puisse s'agir de segments de chenaux sous-glaciaires de type Nye (Weertman, 1972), car ils sont environ vingt fois plus large que tous les tubes sous-glaciaires connus dans la région, y compris les eskers. Il apparaît également peu plausible que ces chenaux aient une origine subaérienne liée à la présence de glace stagnante dans une vallée. Ce phénomène aurait sans doute amené l'incision des côtés de la vallée et le développement de terrasses de kame. La raison en est simple: d'une part, les niveaux terrasés sont relativement plats et, d'autre part, les terrasses jumelées impliquent une accumulation de part en part du chenal. Il semble plutôt que ces chenaux se soient développés à partir de déversoirs d'un lac glaciaire retenu temporairement au nord de la région. En effet, le retrait de la glace du plateau d'Hippocampe aurait dégagé un terrain plat, inondé et séparé de la région de Témiscamie, plus basse, par un rebord surélevé. Un tel lac aurait déversé son trop-plein par les têtes de vallée, en creusant de larges chenaux. La hauteur des niveaux terrassés serait due, croyons-nous, aux fluctuations du niveau de base des déversoirs. Ces fluctuations seraient reliées à la fusion des masses de glace stagnante qui bloquaient partiellement les vallées plus au sud, là où se déversaient les chenaux. Enfin, on reconnaîtra le caractère spéculatif de cette reconstitution, dont l'interprétation repose en partie sur l'étude de la région du plateau d'Hippocampe et pour laquelle nous n'avons que peu d'information.

Formes de plages émergées

Les formes de plages émergées de la région de Témiscamie sont de trois types (figure 44): les escarpements de plage, les crêtes de plage et les cordons dunaires. L'ensemble de ces formes littorales se sont développées au pourtour d'un lac glaciaire qui a occupé le bassin des lacs Albanel et Mistassini et pour lequel nous avons suggéré le nom de *lac glaciaire Mattawaskin* (Bouchard, en préparation). Ce lac s'est formé à la suite du drainage du lac Ojibway, il y a environ 7900 ans A.A (avant aujourd'hui). Le lac Ojibway a atteint son extension maximum dans la partie sud de la région de Mistassini, à quelques 100 km au sud du secteur de Témiscamie. Le lac glaciaire Mattawaskin s'est par la suite développé dans la région de Témiscamie, au front du glacier en retrait; il a atteint un niveau maximum de 401 m au-dessus du niveau de la mer, soit plus de 100 m plus bas que le niveau projeté du lac Ojibway (Bouchard, 1980).

ESCARPEMENTS DE PLAGE

Les escarpements de plage sont façonnés par l'érosion des vagues au pourtour d'une masse d'eau. Ils se sont développés dans le till, à flanc de drumlinoïdes (figure 45A) ou de d'autres monticules. On les retrouve à l'intérieur d'une zone de sept kilomètres de large ceinturant la rive nord du lac Mistassini (sites A et B, figure 44).

Les escarpements font de un à trois mètres de hauteur et se sont presque toujours développés du côté ouest ou sud des monticules; ce phénomène d'érosion indique que les vents générateurs de vagues devaient surtout être ceux du sud ou du sud-ouest. L'altitude maximum de ces structures est de 398 m et est supérieure à celle du niveau actuel du lac Mistassini (375 m). La précision des mesures est de l'ordre de ± 3 m.

Au pourtour nord du lac Albanel, Wahl (1953) rapporte la présence d'escarpements de plage de type « wave-cut terraces » qui sont localisés sur le côté est de la baie du Canso, à la latitude 51°10′N et à une altitude de 401 m (± 3 m).

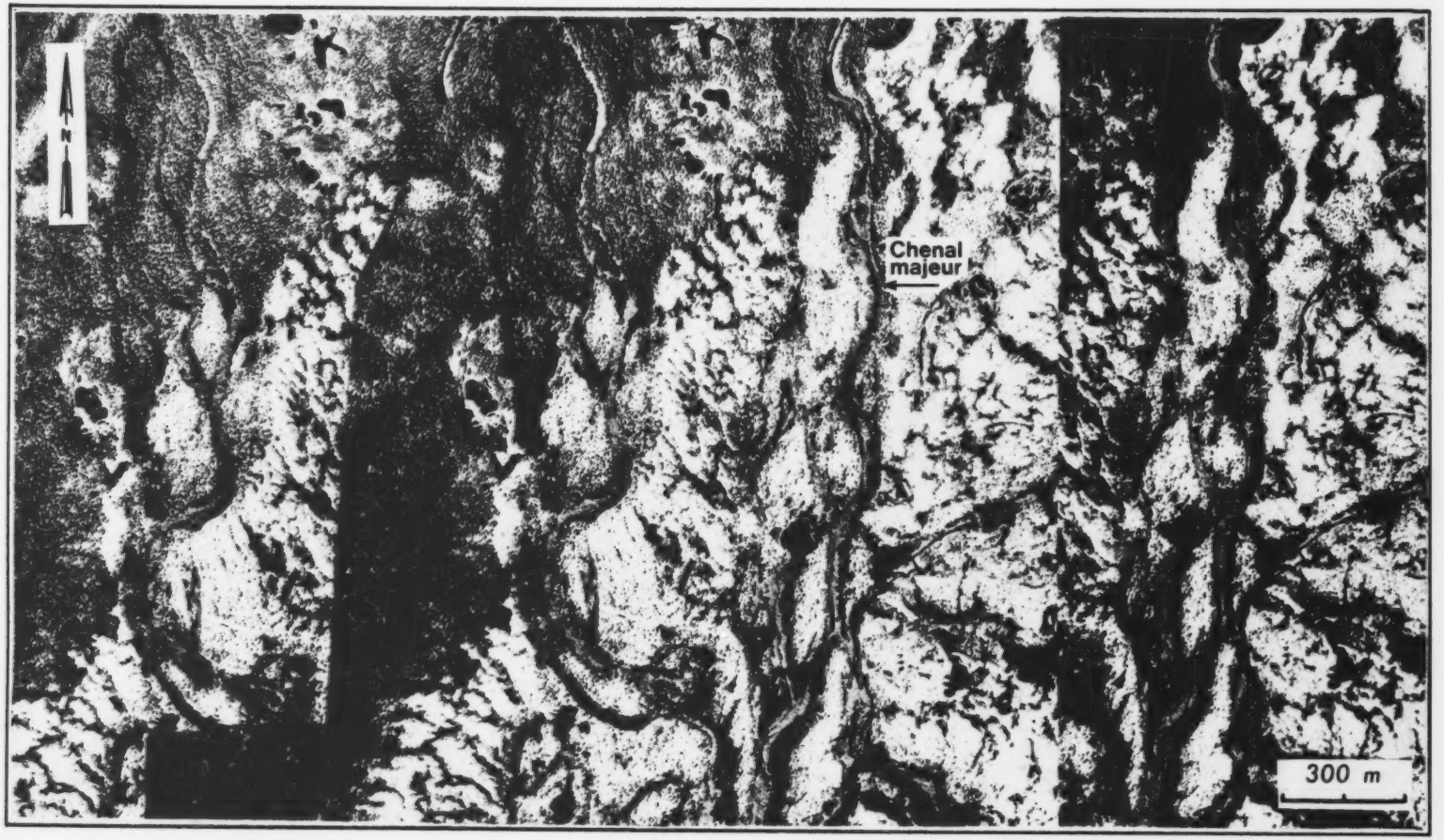


FIGURE 43 – Stéréogramme montrant les chenaux d'eau de fonte majeurs dans la partie nord de la vallée de la Takwa (nord du lac à l'Huile). Localisation sur figure 37.

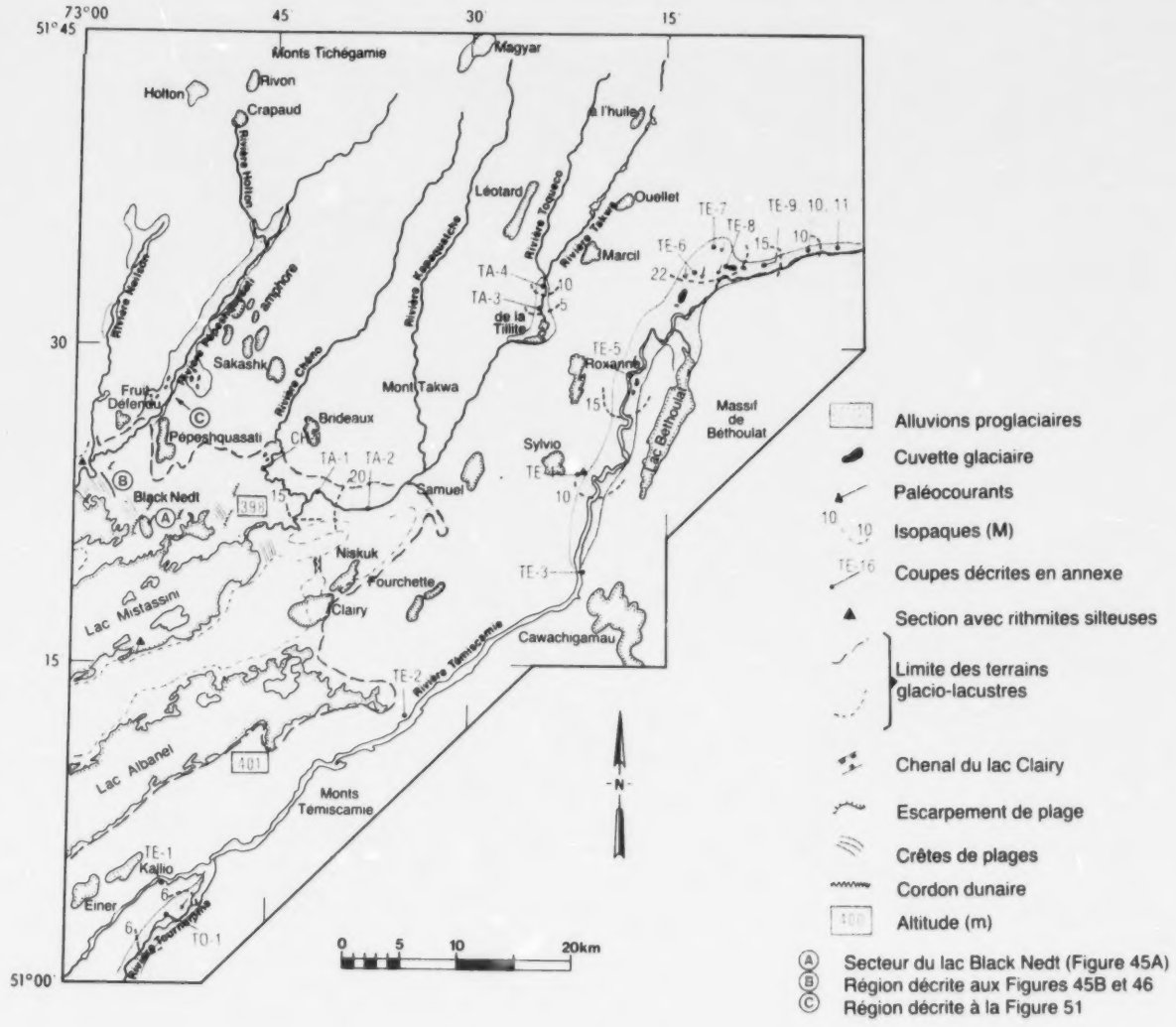


FIGURE 44 – Localisation des alluvions proglaciaires et limite des terrains glacio-lacustres. Région de Témiscamie.

CRÊTES DE PLAGE

Les crêtes de plage sont de petites constructions littorales développées exclusivement à même les amas de sable proglaciaire, à l'embouchure des vallées de la Pépeshquasati et de la Takwa (figure 44). Moins évidentes au sol, ces crêtes sont très nettes sur photographies aériennes (figure 45B); au nord du lac Mistassini, elles se sont développées en série et s'échelonnent entre 375 et 390 m d'altitude.

Nous avons plus particulièrement étudié ces structures littorales à l'embouchure de la rivière Pépeshquasati (site B, figure 44), là où la succession paraît la plus complète. Un profil a été arpenté au site B, perpendiculairement à l'allongement des crêtes (figure 46); il s'étend depuis la rive du lac Mistassini jusqu'à 1,6 km plus au nord. La surface sur laquelle se sont édifiées ces crêtes possède un gradient de 0,008 vers le sud. Le profil traverse 58 crêtes dont l'altitude varie entre 375 et 387 m. Il se termine à un escarpement de 2 m de haut, là où se sont développés des cordons dunaires littoraux. Les crêtes sont constituées de sable; hormis l'observation de poches de gravier incorporées, il ne nous a pas été possible d'observer leur structure interne. Outre les crêtes et les creux, le profil (figure 46) a permis de déceler trois terrasses de plage (« berms ») d'environ 10 à 15 m de large; celles-ci forment de petites plages émergées au pied de crêtes.

FIGURE 45 – Photographies aériennes de formes de plage émergées.
A – Escarpements de plage à flanc de drumlinoïde. Secteur du lac Black Nedt (site A de la figure 44).
B – Succession de crêtes de plage et cordons dunaires à l'embouchure de la rivière Pépeshquasati (site B de la figure 44). Voir détails de la coupe a-b à la figure 46.

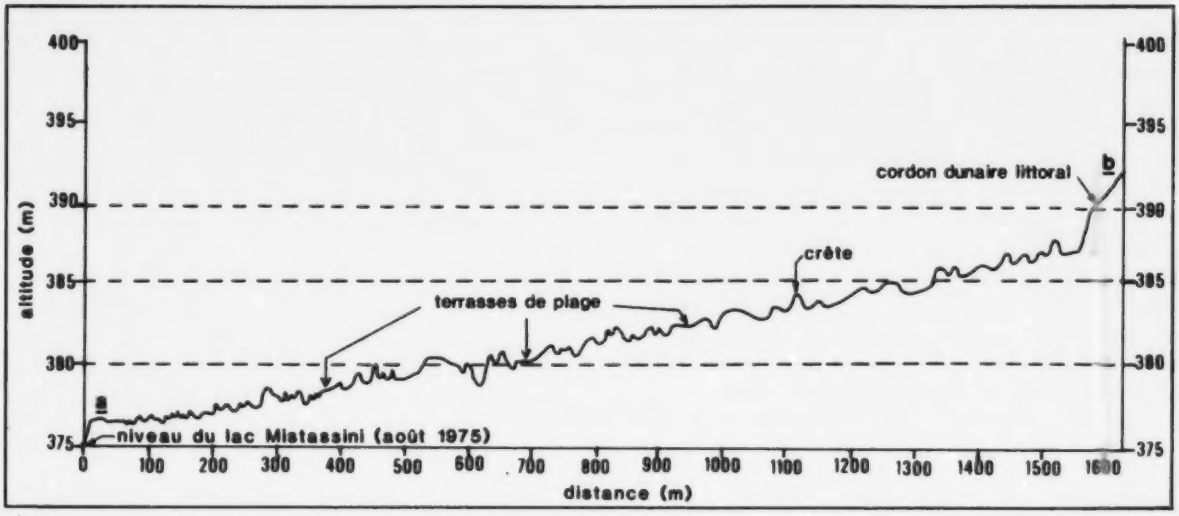


FIGURE 46 – Profil a-b d'une succession de crêtes de plage à l'embouchure de la rivière Pépeshquasati (localisation sur figure 45B).

Interprétation statistique

La hauteur des crêtes (distance verticale entre le sommet et le point de rupture de pente du côté du lac) varie de 15 à 190 cm, pour une hauteur moyenne de 30 à 40 cm. Leur largeur (distance horizontale entre les deux points de rupture de pente) varie de 8 à plus de 100 m, pour une largeur moyenne de 15 à 25 m. Afin de comparer ces crêtes entre elles, nous avons utilisé un indice de volume qui est obtenu en multipliant, pour chacune des crêtes, sa hauteur par sa largeur. Cette superficie est ensuite multipliée par un mètre (distance unitaire perpendiculaire au plan du profil) pour nous donner l'indice en m^3. Cet indice ne correspond pas au volume réel des crêtes; il représente plutôt un volume relatif qui varie de 1 à plus de 80 m^3, pour une moyenne inférieure à 20 m^3. Les valeurs calculées le long du profil montrent qu'à l'exception de la crête située immédiatement à l'arrière de la plage actuelle du lac, l'indice est plus élevé pour les crêtes à plus haute altitude.

L'espacement des crêtes, mesuré de sommet en sommet, varie de 8 à 75 m, les valeurs les plus courantes se situant entre 11 et 20 m. L'espacement vertical est exprimé par le nombre de crêtes par mètre d'intervalle d'altitude (figure 47). Il varie systématiquement et inversement avec l'altitude; en d'autres mots, à plus basse altitude, le nombre de crêtes par mètre d'intervalle augmente et, conséquemment, leur espacement vertical diminue. Une courbe de régression pour ces valeurs (figure 47) à la forme de l'équation $Y = Ce^{-kx}$ où Y = altitude, x = nombre de crêtes par mètre d'intervalle, C = 389,1 et K = 0,117. La surface sur laquelle se sont édifiées les crêtes possède un gradient uniforme; conséquemment, si l'on suppose que celles-ci se sont formées une à une, un tel étagement doit être attribué soit:

- à une variation systématique de l'intervalle de temps pour la formation de chaque crête;
- à une variation systématique du taux d'abaissement du niveau d'eau du lac;
- à une combinaison appropriée des deux facteurs précédents.

Il faut examiner plus en détail l'origine des crêtes. Toutefois, nonobstant des paramètres différents, la courbe de la figure 47 est remarquablement analogue à

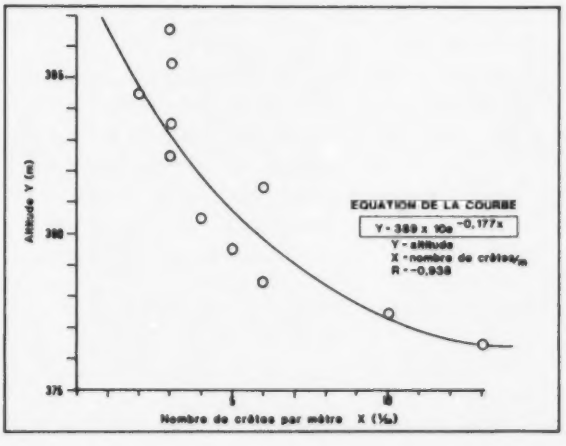


FIGURE 47 – Diagramme montrant le nombre de crêtes de plage par unité de mètre d'altitude. La courbe de régression est similaire aux courbes de remontées isostatiques du nord du Canada (Andrews, 1968).

celle du relèvement glacio-isostatique des régions septentrionales du Canada (Andrews, 1968). En somme, il est raisonnable de croire que la disposition des crêtes dans le plan vertical soit reliée à une décroissance exponentielle du taux de relèvement glacio-isostatique dans la région. Ce phénomène aurait entrainé un abaissement proportionnel du niveau d'eau glacio-lacustre partiellement responsable du modelage des crêtes.

L'hypothèse la plus plausible pour expliquer l'origine des crêtes veut qu'elles se soient formées individuellement et qu'elles représentent des dépôts de sédiments d'arrière plage; ces dépôts auraient été accumulés lors de tempêtes ou d'épisodes de vents forts.

Origine des crêtes émergées

La morphologie actuelle du littoral du lac Mistassini à l'embouchure de la Pépeshquasati (figure 45B) est caractérisée par une plage de sable d'environ 20 à 25 m de large, légèrement inclinée vers le lac (gradient de 0,40). À l'arrière de cette plage (figure 48) s'élève une crête (crête d'arrière-plage) qui est partiellement recouverte de végétation; à l'avant, sous le niveau de l'eau, se trouve une barre submergée, séparée de la ligne du rivage par un creux d'avant-plage. Ailleurs, le long du rivage, des rides subaquatiques sont observées à l'avant-plage. Les crêtes émergées sont d'anciennes structures littorales représentant soit une succession de rides subaquatiques, soit un couple barre-creux d'avant-plage, ou soit l'analogue d'une crête d'arrière-plage. Ces trois hypothèses sont maintenant étudiées en détail.

Les rides subaquatiques actuelles ont environ un mètre de hauteur; elles sont espacées de 10 à 20 m et s'observent à l'avant-plage, en groupes de 8 ou 9 crêtes successives alignées sous le niveau de l'eau. Ces crêtes peuvent converger ou diverger latéralement et ne sont pas strictement parallèles. Elles s'observent au pied des rivages de sable et dans des baies ou des anses qui découpent la rive nord du lac Mistassini. Elles se distinguent des crêtes émergées de par leur géométrie, leur localisation et leur dimension.

Sur le rivage actuel du lac Mistassini, le couple barre-creux d'avant-plage comprend une barre de 16 à 20 m de large et un creux de 20 à 35 m de large. Cette structure est comparable à celle des crêtes émergées. Selon Evans (1940), qui a décrit des formes similaires (« low and ball ») sur le rivage du lac Michigan, les barres proviendraient de l'accumulation de sédiments près du point de contact des vagues avec le fond du lac. Au lac Michigan, Evans (op. cit.) a observé localement trois ou quatre barres en succession. Ces structures ont une origine subaquatique et ne représentent pas des crêtes d'arrière plage qui auraient été subséquemment ennoyées. En effet, elles auraient peu de chance d'être préservées dans un contexte d'exhaussement graduel du rivage par l'érosion des vagues.

Enfin, la morphologie actuelle de la crête d'arrière-plage se compare assez bien à celle des crêtes émergées. Son indice de volume (39 m^3) est tout de même deux fois supérieur à celui de la moyenne des crêtes émergées. Le pied de cette crête, i.e. le point de rupture de pente entre la plage et le flanc sud de la crête (figure 48), se situe à environ un mètre au-dessus du niveau du lac Mistassini (mesures effectuées en août 1975). La moyenne des fluctuations annuelles du niveau d'eau dans le lac au cours des 26 dernières années est de 1,2 m et les amplitudes maximales sont généralement atteintes à la fin de l'été. En somme, la crête d'arrière-plage se trouve au-dessus du niveau actuel du lac. Il s'ensuit qu'elle a probablement été édifiée lorsque le niveau du lac était exceptionnellement haut et que celui-ci était balayé par des vents forts du sud-ouest. L'ensemble de ces phénomènes serait à l'origine du développement des quelques

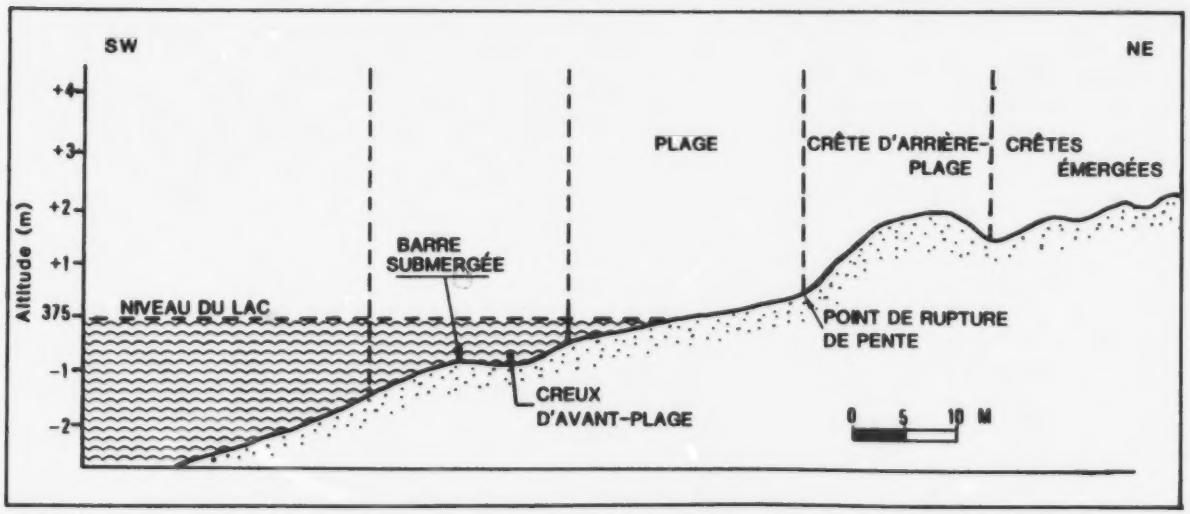


FIGURE 48 – Profil idéalisé montrant la morphologie du rivage actuel autour du lac Mistassini. Embouchure de la rivière Pépeshquasati (site B, figure 44).

58 crêtes émergées que l'on observe au pourtour nord du lac Mistassini.

Le relief relativement irrégulier des crêtes de plage peut être attribuable à des processus syn- ou postdépositionnels tels que l'action éolienne ou glacielle. Par bon vent, la déflation se produit sur la crête d'arrière plage. Cependant, étant donné que les formes éoliennes caractéristiques sont rares, il ne nous a pas été possible de mesurer l'importance de ce phénomène et son impact sur la morphologie des autres crêtes émergées. Quant à l'action glacielle, elle réfère aux mouvements printanniers des radeaux de glace à la surface du lac. Selon Laverdière & Guimont (1977b), il s'agit d'un processus important qui affecte les rivages des lacs Mistassini et Albanel. Cependant, au cours de nos trois années d'étude (entre juillet et août), nous n'avons pas observé de traces évidentes de ce phénomène sur les plages du lac Mistassini. En effet, nous n'avons pas remarqué de sillons ou de crêtes pouvant témoigner du frottement de radeaux de glace sur la plage. Il est possible, et même probable, que ces phénomènes soient effacés par l'action des vagues. En somme, même si nous n'avons pu le vérifier, nous croyons que les actions éoliennes et glacielles ont affecté la morphologie des crêtes de plage.

En résumé, l'indice volumétrique des crêtes sert, d'une part, à évaluer la stabilité du niveau d'eau du lac par rapport auquel chacune des crêtes s'est développée et, d'autre part, à estimer l'intensité, la fréquence et la persistance des épisodes de vents du SW.

La taille plus considérable de la crête d'arrière-plage par rapport aux crêtes émergées est probablement due au fait que le niveau actuel du lac a été atteint il y a fort longtemps, au moment où le relèvement glacio-isostatique s'est stabilisé. Malheureusement, l'environnement glacio-lacustre de la région de Témiscamie ayant été défavorable à la présence de coquillages littoraux, nous n'avons pu retrouver de fossiles permettant des datations radiométriques. Il n'est donc pas possible, dans l'état actuel des choses, de calibrer dans le temps la courbe d'émersion du rivage au nord du lac Mistassini.

CORDONS DUNAIRES

Les cordons dunaires se retrouvent exclusivement au haut de la séquence de crêtes de plage émergées, au site B de l'embouchure de la Pépeshquasati (figures 44 et 45B). Ils sont formés de chaînes de dunes paraboliques coalescentes (David, 1977) qui sont maintenant stabilisées par le couvert végétal.

Trois cordons ont été observés; ils sont espacés de quelques centaines de mètres et localisés entre 389 et 392 m d'altitude. Les deux cordons les plus au nord s'étendent latéralement sur une centaine de mètres seulement; les formes dunaires y sont atténuées, le relief étant de l'ordre de 1,5 à 2 m et la structure parabolique n'étant que faiblement développée. Le cordon le plus au sud est mieux développé et préservé; il peut être suivi latéralement sur plus de trois kilomètres et montre des dunes paraboliques concaves vers le SW. Sa largeur (i.e. la distance qui sépare les deux ailes au point où elles sont le plus éloigné l'une de l'autre) est de l'ordre de 20 m. La longueur de son axe varie d'un minimum de 25 m à un maximum de 150 m. La hauteur des dunes atteint 5 m (maximum) à leur apex et les pentes frontales (face au NE) sont abruptes.

Ces formes éoliennes se sont développées sur la rive nord du lac glaciaire Mistassini. À cet endroit, les ailes des dunes s'allongent parallèlement à la direction pour laquelle la course libre du vent (« fetch ») est maximum. La migration des dunes s'est effectuée sur une distance maximum de 150 m. Leur forme parabolique indique qu'elles se sont développées en conflit avec l'effet stabilisateur de l'humidité du sol (David, 1978). De plus, le fait que ces cordons dunaires ne se trouvent qu'au nord des crêtes émergées est sans doute relié à la disponibilité et à l'ampleur de la source éolienne requise pour leur formation. En effet, il est fort probable que ce genre de structure ne se développe qu'à l'arrière de larges plages, qui sont des sources importantes de sable éolien. Cet environnement aurait prévalu au début du processus de relèvement glacio-isostatique, lorsqu'un exhaussement rapide exposait aux vents un terrain précédemment ennoyé.

PROFIL LITTORAL DES LACS MISTASSINI ET ALBANEL

Les formes de plage de l'ancien lac glaciaire Mattawaskin se retrouvent principalement à l'embouchure de la Pépeshquasati et, à un moindre degré, à celui de la Takwa. Pour comprendre cette distribution, il faut examiner les facteurs qui mènent au façonnement de ces terrains. Dans notre région, ces facteurs sont nombreux et les plus importants sont la taille et la forme des lacs, leur orientation par rapport au vents et, enfin, la nature du rivage.

Course libre du vent (« fetch »)

Les lacs Mistassini et Albanel représentent des plans d'eau considérables, le premier étant le plus étendu au Québec. Par contre, ces deux lacs sont plus longs que larges (figure 49).

Le contour de l'ancien lac glaciaire Mattawaskin était très peu différent du contour actuel des lacs Mistassini et Albanel (Bouchard, 1980). La largeur maximum du lac Mistassini est de 20 km. Cependant, la largeur en continu de son plan d'eau n'excède pas beaucoup 10 km, le lac étant traversé par de longues péninsules sur lesquelles s'alignent une chaîne d'îles et d'îlots. De bout en bout, le lac Mistassini a 120 km de long. Il est cependant courbé de sorte que la plus longue ligne droite pouvant être tracée en continu à sa surface est d'environ 95 à 105 km (figure 49). Cette droite, orientée NE-SW, passe par l'embouchure de la rivière Pépeshquasati. Dans la partie orientale du même lac, cette ligne droite atteint une

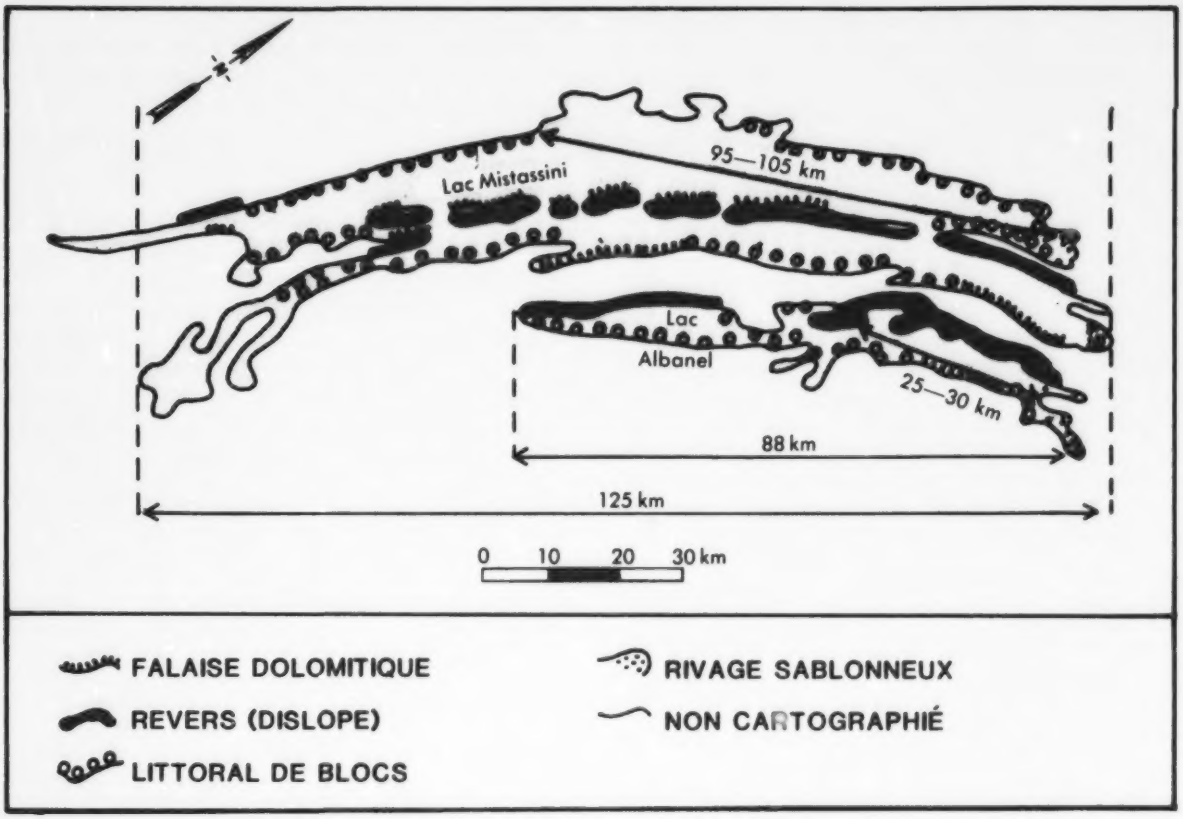


FIGURE 49 – Longueur maximale de la course libre du vent « fetch » et nature du rivage des lacs Mistassini et Albanel.

longueur de 85 km et passe par l'embouchure de la rivière Takwa. Le lac Albanel a, quant à lui, une largeur inférieure à 5 km. Dans sa partie nord on peut tracer en direction NE une ligne droite de 25 à 30 km de long. L'ensemble de ces droites représente les plus longues courses libres du vent « fetch » et, dépendemment de l'orientation de celui-ci, les embouchures de la Pépeshquasati ou de la Takwa sont les secteurs les plus exposés aux fortes vagues. De plus, même si nous ne disposons pas de données précises concernant la direction générale des vents de la région, Rogers (1963) mentionne que les vents d'été dominants sont du SW.

Nature du rivage

La nature du rivage constitue l'autre facteur important du développement des formes de plage. Les côtes sablonneuses à pente faible sont rares dans la région. Elles sont aisément modelées par l'action des vagues et permettent le développement et la conservation de crêtes et de cordons dunaires. Ce type de côte a été observé au NE des lacs Mistassini et Albanel, aux embouchures des rivières Pépeshquasati et Takwa (figure 49). Ailleurs en périphérie, les côtes sont formées par des accumulations de till (littoral de blocs) ou par des affleurements de la Formation d'Albanel (falaise dolomitique).

Les rivages actuels des lacs Mistassini et Albanel, développés à même le till, sont formés principalement d'un mince liséré de blocs erratiques et de quelques plages. La rareté des plages indique fort probablement que pendant son abaissement, le niveau du lac glaciaire Mattawaskin ne s'est jamais stabilisé suffisamment longtemps pour que se développent des encoches profondes sur les rivages de till. On peut aussi conclure que le niveau actuel (à quelques mètres près) des lacs Mistassini et Albanel a pu être atteint assez rapidement après la déglaciation. Ces faits confirment une conclusion à laquelle autorisait l'observation de la grande taille de la crête d'arrière-plage, au NE du lac Mistassini.

Les côtes formées à même des affleurements de la Formation d'Albanel sont accores ou plates et déchiquetées. Ce phénomène est relié au pendage vers l'est des strates de la formation. Les rives orientales des lacs montrent généralement des côtes « accores », où les falaises de dolomie représentent le front de cuestas. Les rives occidentales correspondent à des côtes « déchiquetées », parsemées d'écueils dolomitiques, et qui se sont developpées au revers des cuestas (figure 49).

Le long des falaises dolomitiques affleurant au pourtour des lacs Mistassini et Albanel, un peu au-dessus du niveau de l'eau, des *cupules de dissolution* se sont

développées dans la dolomie. Ces cupules ont d'abord été observées aux abords de la rivière Témiscamie où elles sont particulièrement bien développées. Celles-ci mesurent 14 à 18 cm de longueur, 10 à 14 cm de largeur, et 4 à 7 cm de profond; la plupart se sont développées le long de plans de litage, à la jonction de plans de diaclases ou à même des inhomogénéités intra-lits telles que des structures stromatolitiques (figure 50). Toutes ces cavités sont clairement reliées au niveau actuel des lacs et distribuées dans une zone où ce niveau peut fluctuer saisonnièrement.

L'étude de la répartition des cupules sur certaines falaises nous a paru être un moyen de repérer d'anciens niveaux d'eau du lac glaciaire Mattawaskin. Dans le but de vérifier cette hypothèse, nous avons examiné plus en détail un falaise qui affleure du côté sud-est du lac Mistassini; celle-ci montre un grand nombre de cupules, mais aucune concentration à un niveau particulier. En outre, toutes les cupules observées sur l'escarpement sont plus petites que celles mesurées au niveau actuel du lac. De plus, le niveau de CO_2 dans l'air, mesuré dans les fissures à l'intérieur de la face, est d'environ 1,2 mg/l; dans la mesure où cette valeur reflète la teneur en CO_2 dissoute dans l'eau qui depuis la surface circule dans toutes les fissures et les ouvertures de la roche, cela indique que les phénomènes de dissolution peuvent être liés à l'infiltration contemporaine (C.EK, communication personnelle) et non nécessairement à d'anciens niveaux d'eau. Ce phénomène reste cependant inexpliqué et un examen plus approfondi des falaises dolomitiques des lacs Albanel et Mistassini pourrait s'avérer un outil utile pour la reconstitution de l'histoire postglaciaire des plans d'eau.

Sédiments proglaciaires

Nous avons étudié systématiquement les sédiments proglaciaires dans les principales vallées de la région. Des coupes, identifiées d'ouest en est (PE, CH, TA etc.) et numérotées généralement du nord vers le sud (PE-1, PE-2 etc.), sont localisées aux figures 44 et 51; ces coupes sont décrites en annexe A de ce rapport. Les codes (TE, TA etc.) réfèrent aux sites étudiés (Témiscamie, Takwa etc.).

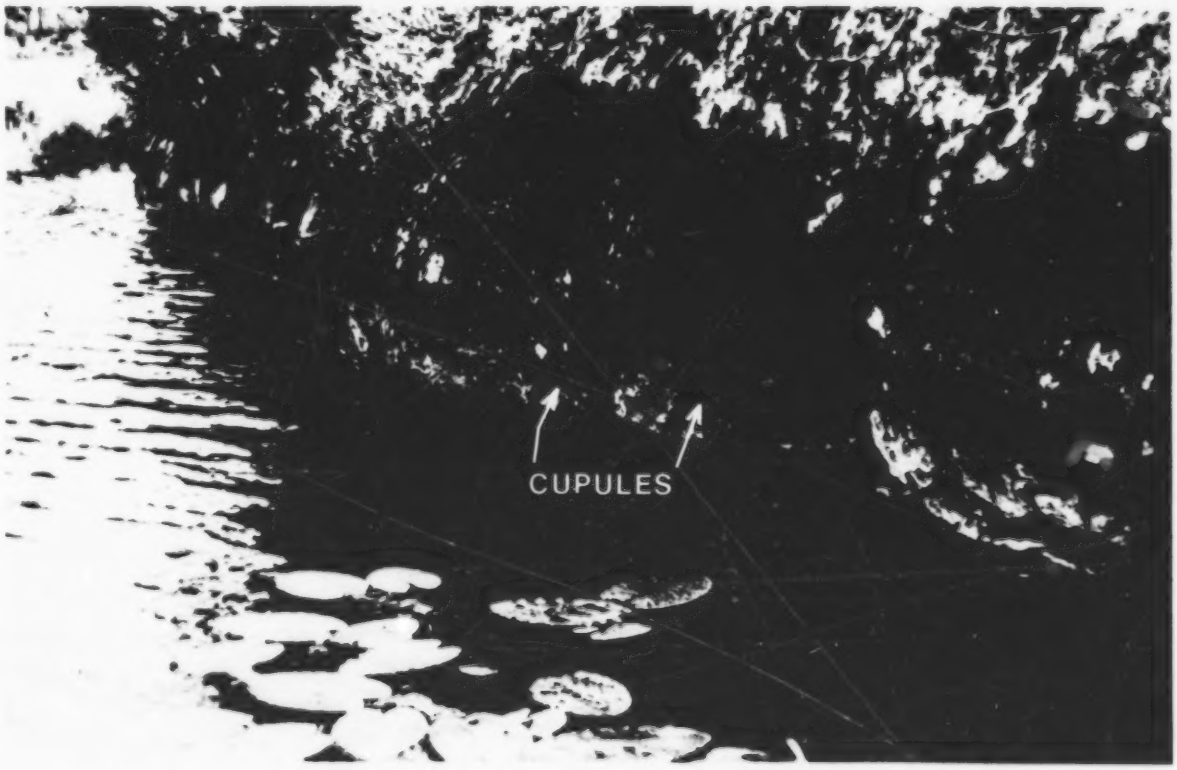


FIGURE 50 – Cupules de dissolution sur parois dolomitiques près de la surface du lac Mistassini.

VALLÉE DE LA PÉPESHQUASATI

Les sédiments proglaciaires ont partiellement comblé la vallée de la Pépeshquasati sur une distance d'environ 30 km depuis son embouchure (site C, figure 44). La figure 51 illustre la cartographie détaillée des dix kilomètres inférieurs de cette vallée. La largeur des parties comblées varie de 200 m à 2 km. L'épaisseur maximum des dépôts exposés au-dessus de la rivière est de 22 m. Un esker partiellement enfoui, mais dont la crête est visible, peut être suivi depuis la zone supérieure de la vallée jusqu'à environ 5 km en amont de l'embouchure. Plus au sud, la crête disparaît mais l'esker peut être tracé en suivant un chaînon de cuvettes glaciaires aligné NNE-SSW. Le développement de cet esker est sans doute relié à la persistance de glace stagnante dans la vallée. Du côté amont, là où la crête est complètement enfouie sous le remplissage alluvionnaire, des morceaux de glace stagnante emprisonnés dans des alluvions plus tardives sont probablement responsables de la formation de cuvettes.

La surface des alluvions proglaciaires se situe entre 392 et 394 m d'altitude et montre un gradient vers l'aval de 0,0002. Des tourbières se sont développées subséquemment sur ce plan faiblement incliné (figure 51) qui s'interrompt à environ 1,5 km de l'embouchure de la rivière Pépeshquasati; à partir de cet endroit, la surface des dépôts montre un gradient de 0,008. Les lignes de plage décrites à la section précédente se sont précisément développées à même ce plan incliné, tandis que les cordons dunaires se situent au point de rupture de pente.

Des « kettles », dont le diamètre est de l'ordre de 25 à 30 m et la profondeur de 3 à 5 m, sont particulièrement abondants à une dizaine de kilomètres à l'est de l'embouchure de la rivière Pépeshquasati. De part et d'autre de ces creux, le terrain correspond à une moraine à buttes et dépressions. L'ensemble de ces modelés glaciaires suggère fortement qu'une zone marginale de glace stagnante, d'une largeur maximum de 5 km, s'est développée dans ce secteur au cours du retrait glaciaire; cette zone marginale traversait de part en part la vallée de la Pépeshquasati. La coupe PE-7 (figure 51 et annexe A) montre, à la base, une couche de diaminction silteux d'environ un mètre d'épais; cette couche est intercalée dans une séquence d'alluvions proglaciaires s'affinant vers le sommet. Elle pourrait représenter un fluxo-till (« flow till ») accumulé comme une coulée de boue originant des amas de glace stagnante de part et d'autre de la vallée.

L'ensemble des coupes étudiées le long de cette vallée montre un affinement des sédiments à la fois vers le sommet des dépôts et vers l'amont de la rivière. À la base de la coupe PE-2, nous avons observé des rythmites silteuses d'origine nettement glacio-lacustres (annexe A). Vers l'aval, cette unité passe à de fins interlits de silt et de sable à grain fin (PE-5 et PE-6). Plus haut dans la vallée, les coupes ne montrent plus que des sables strati-

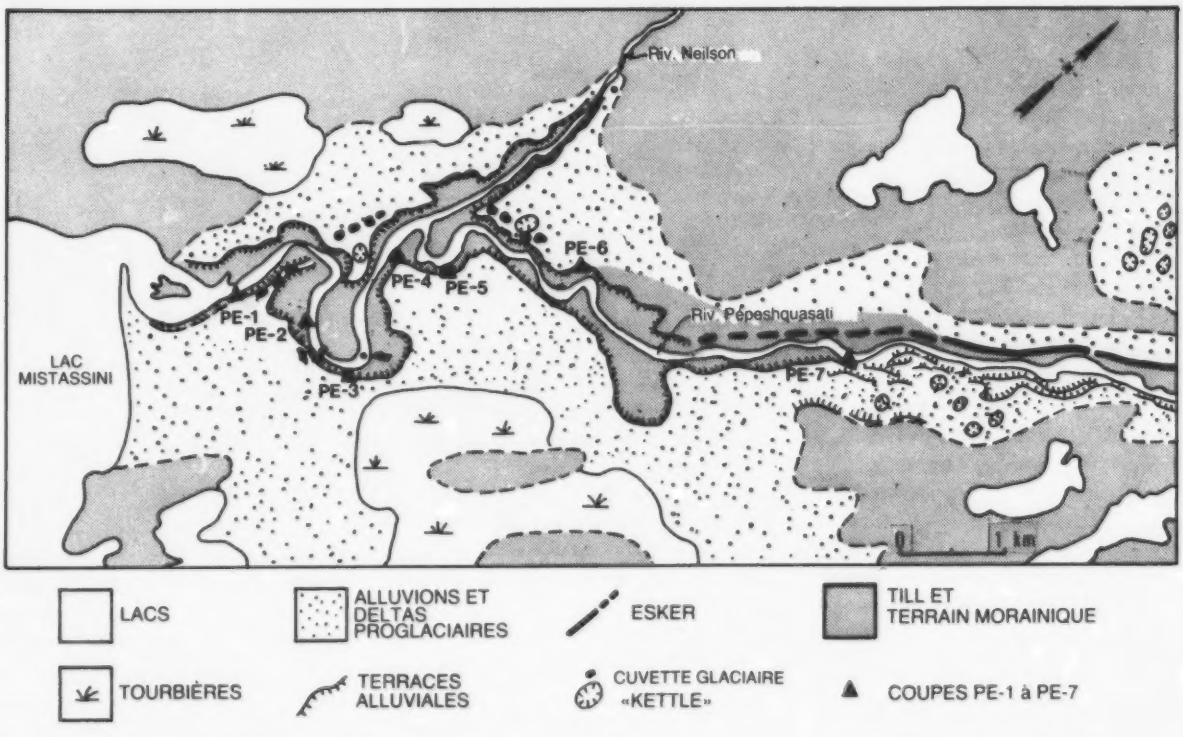


FIGURE 51 – Géologie de surface à l'embouchure de la rivière Pépeshquasati (site C de la figure 44).

fiés à grain moyen ou grossier avec de nombreuses structures de courant.

À l'aval de la coupe PE-7, la séquence est interprétée comme une accumulation deltaïque régressive, associée à l'exhaussement du terrain et à l'abaissement progressif du niveau d'eau dans le lac glaciaire Mattawaskin. À l'amont de la même coupe, la profondeur d'eau à laquelle les sédiments se sont accumulés a variée d'environ 23 m (PE-5) à moins de 6 m (PE-2). La présence de rythmites près de l'embouchure de la rivière indique que celles-ci se sont développées lorsque la marge glaciaire se situait à une certaine distance en amont de la vallée. La base de la séquence, qui se situe probablement sous le niveau actuel de la rivière, n'a pas été observée; il est possible qu'une séquence transgressive échappe encore à l'observation. En amont de la rivière, les sédiments proglaciaires deviennent plus grossiers et l'abaissement du niveau du lac glaciaire Mattawaskin a facilité le développement d'une série de terrasses alluviales dans la vallée (voir figure 51).

VALLÉES DE LA TAKWA ET DE LA CHÉNO

Les coupes (TA-1, TA-2) qui affleurent dans la partie inférieure de la vallée de la Takwa (figure 44 et annexe A) montrent des sédiments comparables à ceux de la vallée de la Pépeshquasati. L'épaisseur minimum observée dans cette accumulation deltaïque est de 12 m. Nous n'y avons pas observé de rythmites silteuses et les sédiments les plus fins sont représentés par du silt grossier et du sable très fin, finement stratifié.

Le long de la rivière Chéno, les alluvions proglaciaires s'étendent en continu jusqu'à l'ouest du lac Brideaux. L'épaisseur des sédiments exposés dans la coupe CH-1 est de 10,0 m. On peut y observer une petite structure deltaïque où les lits frontaux, inclinés de 25° vers le SE, ont une amplitude de 6 m; les lits basaux sont formés de sable silteux, très finement lité. Cette accumulation représente le terminus d'un réseau de chenaux d'eau de fonte qui s'est développé au NW du lac Brideaux (figure 37), à même un terrain morainique à buttes et dépressions.

Beaucoup plus au nord, dans le secteur du lac Tillite, une autre accumulation d'alluvions proglaciaires s'étend sur plus de 7 km dans la vallée de la Takwa (figure 44). L'étude des coupes TA-3 et TA-4 (annexe A) lui donne une épaisseur maximum de 10 m. Les sédiments sont formés principalement de sable à grain moyen avec des intercalations de gravier fin ou de sable graveleux.

VALLÉES DE LA TÉMISCAMIE ET DE LA TOURNEMINE

Les alluvions proglaciaires forment une autre accumulation importante dans la vallée de la Témiscamie, entre les latitudes 51°20′ et 51°33′ (figure 44). Les coupes exposées (TE-1 à TE-11) au-dessus du niveau de la rivière ont une épaisseur maximum de 25 m. La forme de l'accumulation est grossièrement conique. L'apex de ce cône d'alluvions se situe au nord du lac Béthoulat, à l'endroit où débouche dans la vallée deux ruisseaux tributaires (sans noms) qui prennent leur source sur le plateau d'Hippocampe. À partir de ce point, l'épaisseur du dépôt décroît vers l'amont et vers l'aval de la vallée. Des mesures de paléocourants effectuées dans ce secteur indiquent que la source des alluvions n'est pas située à l'amont de la Témiscamie, mais plus au nord, en direction des ruisseaux tributaires. Ces ruisseaux, qui pourraient représenter les canaux nourriciers du cône alluvial (« feeders »), coulent sur la roche de fond et contiennent très peu de sédiments. La source des dépôts pourrait donc provenir des chenaux d'eau de fonte localisés au SE des lacs Marcil et Ouellette (figure 37).

Vers le sud, le cône d'alluvions laisse place ou se confond avec les dépôts qui comblent partiellement la vallée principale. La surface alluvionnaire a alors un gradient de 0,0005 vers l'aval de la vallée.

Aux alentours de la latitude 51°32′, de larges cuvettes glaciaires se sont développées à même les alluvions. Les coupes TE-6 et TE-7 (annexe A) montrent de larges ondulations dans le litage de ces sédiments alluvionnaires. Ces déformations sont sans doute attribuables à des phénomènes de subsidence syn- ou épi-dépositionnels, associés au développement des cuvettes. Elles suggèrent par ailleurs que les alluvions sont venus recouvrir des lambeaux de glace stagnante dans la vallée principale.

À une vingtaine de kilomètres plus au sud, la coupe TE-4 (annexe A) expose à sa base environ 4,0 m de rythmites constituées de silt et de silt argileux d'origine glacio-lacustre. Ces sédiments sont affectés par de très nombreuses structures de déformation souple. Ils contiennent une centaine de couplets varvaires qui ont entre 5 et 9 cm d'épaisseur. Cette coupe, qui se situe sous 400 m d'altitude, indique qu'une bonne partie de la vallée de la Témiscamie a été ennoyée sous les eaux du lac glaciaire Mattawaskin.

La rivière Tournemine (latitude 51°00′), tributaire de la Témiscamie, coule vers le nord et fait avec la Témiscamie une jonction en hameçon. Dans la vallée de cette rivière se sont accumulées des alluvions proglaciaires sablonneuses ou graveleuses. La coupe TO-1 (annexe A) montre une épaisseur minimum des dépôts de 6,0 m. Les paléocourants mesurés dans la coupe sont orientés vers le sud, soit à l'inverse de la direction actuelle du courant. Ce phénomène peut s'expliquer en supposant que les alluvions ont été déposées à partir du front glaciaire en retrait, avant que ne soit dégagé la jonction de cette vallée avec celle de la Témiscamie.

Géologie historique

En guise de synthèse de ce rapport, nous allons aborder deux aspects concernant l'histoire de la déglaciation wisconsinienne de la région. Le premier aspect traite de *la reconstitution de la séquence des événements sous-glaciaires*. Cette reconstitution s'appuie sur la stratigraphie interne de la feuille de till qui recouvre la région et sur la géomorphologie des divers types de terrains morainiques. Elle donne la chronologie des principaux événements d'érosion et de sédimentation sous-glaciaires. Le second aspect, plus classique, concerne *la reconstitution du processus de déglaciation à l'air libre* et implique la dynamique d'un front de glace en retrait. Cette reconstitution s'appuie sur la stratigraphie et la géomorphologie des sédiments proglaciaires. Elle vise à situer en un temps donné la position du front glaciaire, l'extension du lac glaciaire Mattawaskin et les trajets de l'eau de fonte. Enfin, pour compléter l'histoirique de la déglaciation de la région, nous allons aborder la datation des événements.

Événements sous-glaciaires

La figure 52 résume de façon schématique la séquence des événements d'érosion et de sédimentation qui se sont produits sous la glace pendant la déglaciation. L'échelle de temps étant tout à fait relative, cette reconstitution chronologique des phénomènes sous-glaciaires est en grande partie spéculative. Dans ce diagramme, la déglaciation prend un sens nouveau de celui plus classique qui réfère au dégagement du terrain par la glace; nous considérons plutôt « le processus d'amincissement de la glace », i.e. que pour un endroit donné, le recul du front à plusieurs kilomètres au NE implique un amincissement proportionnel de la couche de glace sus-jacente. De plus, notre reconstitution des événements glaciaires est basée, d'une part, sur les relations stratigraphiques entre les différents types de till et, d'autre part, sur les relations d'ordre temporel entre les éléments des différents terrains morainiques, observés en surface. Il faut distinguer ce qui se passe aux interfluves (i.e. aux points hauts de la topographie) de ce qui se passe au fond des vallées et des bassins.

À la base notre reconstitution chronologique de la sédimentation sous-glaciaire, nous avons supposé que tout *le till de fond avait été déposé au début de la déglaciation*. Or, il se pourrait que ce ne soit pas le cas et qu'une partie de ce till se soit accumulée bien avant i.e. au moment de l'englaciation et de la glaciation. Sur le diagramme de la figure 52, l'épaisseur estimée du till de fond est plus grande aux interfluves que dans les vallées. Ces valeurs sont arbitraires étant donné que nous ne connaissons pas l'extension du till de fond dans les vallées, celui-ci n'y ayant pas été observé.

L'événement suivant concerne le moulage de la surface du till de fond i.e. *l'apparition des différents types de moraine de fond à surface fuselée*. On comprendra qu'il peut s'agir d'un processus qui puisse être contemporain de la déposition du till de fond, le moulage des dépôts étant le résultat partiel du phénomène d'érosion et d'entraînement de débris lors du mouvement de la glace. Le corollaire de ceci est qu'une partie du till soit déjà immobilisée ou, tout au moins, séparée de la partie supérieure de la glace active par un plan de cisaillement majeur. Le relief linéaire de la moraine de fond se développe à ce stade. De même, les fuselages de la roche de fond, et les structures en « crags and tails » ont pu continuer à se former durant cette période.

Par la suite, on assiste à la *sédimentation du till de fusion* dans les vallées ou les bassins et, à une degré moindre, aux interfluves. Une grande partie de ces débris sous-glaciaires est immobilisée dans les secteurs où la glace est plus épaisse. Dans les dépressions du socle, là où la compression est accentuée par une obstruction au mouvement, cette immobilisation s'accompagne de déformations et de dislocations en tranches, lesquelles se chevauchent et s'empilent pour former des moraines de Rogen ou autres moraines mineures.

À un stade plus avancé, le mouvement de la glace se poursuivant dans les vallées, au-dessus des tranches immobilisées de débris, il y a *développement de d'autres linéations de surface*. Celles-ci affectent plus particulièrement les moraines de Rogen, les moraines mineures, de même qu'une partie des drumlins. L'orientation de ces linéations tardives ne coincide pas avec celle des fuselages plus grands qui se sont développés en même temps que la moraine de fond à surface fuselée. De plus, des blocs et un till massif, de caractère embryonnaire, sont laissés par endroit sur les dépôts précédents.

À un stade tardif, on constate la stagnation de masses de glace dans certains secteurs. C'est durant cette période qu'il y a *déposition du till d'ablation et des sédiments d'eskers*. Le till d'ablation forme le corps des terrains morainiques à buttes et dépressions; plus épais à l'intérieur et sur les rebords des vallées, il devient mince ou discontinu aux interfluves.

Finalement, on assiste à la *déglaciation proprement dite* et à la *séquence des événements proglaciaires*, phénomènes que nous allons maintenant aborder.

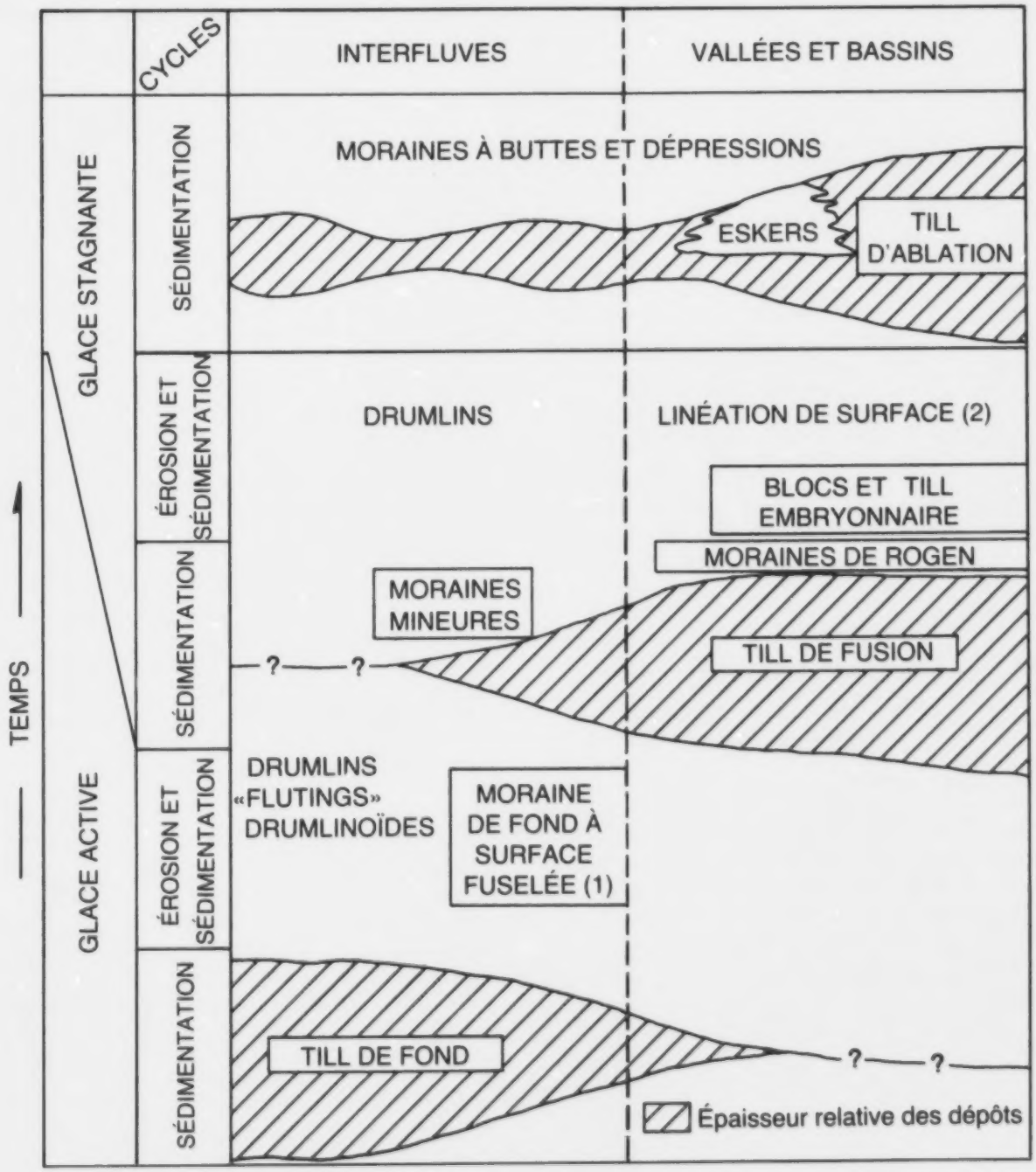


FIGURE 52 – Représentation schématique de la succession des événements sous-glaciaires. Région de Témiscamie. (1) = Première linéation; (2) = Seconde linéation.

Événements proglaciaires: la déglaciation

Cette section traite de la déglaciation de la région de Témiscamie et décrit les conditions changeantes qui pouvaient exister au front du glacier en retrait. Pour ce faire, nous avons subdivisé la séquence d'événements proglaciaires en cinq phases (figure 53 hors-texte) qui correspondent aux limites successives du front glaciaire. Il faut bien comprendre cependant qu'il s'agit d'un découpage artificiel d'un processus continu et que ces phrases sont des « instantanés » d'un mouvement continuel de retrait.

Cette reconstitution des événements s'appuie sur la distribution des terrains morainiques à buttes et dépressions et sur la localisation des chenaux d'eaux de fonte et des réseaux anastomosés de crêtes d'esker. Là où ces indicateurs sont absents, le tracé du front est forcément spéculatif. Pour une phase donnée, ce tracé est basé sur l'hypothèse voulant que le front a toujours maintenu une direction perpendiculaire à celle de l'écoulement glaciaire. Cette direction d'écoulement est donnée par les stries, la linéation de surface des moraines de Rogen et l'orientation de petits drumlins elliptiques.

L'ennoyage glacio-lacustre à l'avant de la calotte glaciaire est relié à la mise en place du lac glaciaire Mistassini dont l'histoire fait l'objet d'une reconstitution plus complète dans Bouchard (1980).

PHASE I

Avant que le front n'atteigne la position interprétée à la phase I (figure 53), il se situait au sud de la région et était talonné par le lac glaciaire Mattawaskin qui recouvrait une bonne partie des bassins des lacs Albanel et Mistassini. À la phase I, le front passe au nord du plateau de Kallio et des monts Témiscamie. L'écoulement de la glace se faisait en direction du sud, tel qu'attesté par l'orientation des stries dans les monts Témiscamie et la linéation de surface de la moraine de Rogen du lac Clairy.

À ce stade, le lac glaciaire s'est étendu à cette portion nouvellement dégagée du bassin du lac Albanel et a ennoyé la partie inférieure de la vallée de la Témiscamie. Au nord du plateau de Kallio et des monts Témiscamie, il y a eu déposition d'amas morainiques suite à la fusion d'amas de glace stagnante (voir figure 37). Les chenaux d'eau de fonte qui ont incisé ces amas évacuaient l'eau du glacier vers le lac glaciaire dont le niveau atteignait la cote actuelle de 400 m. La figure 53 montre également une position antérieure du front glacière, au sud de laquelle les alluvions proglaciaires de la vallée de la Tournemine se sont accumulées à l'abris de l'ennoyage glacio-lacustre.

PHASE II

La phase II (figure 53) voit le front glaciaire se déplacer à environ 15 km au nord de sa position précédente. Ce dernier est tracé de façon à joindre des terrains morainiques à buttes et dépressions qui affleurent à l'est du lac Clairy et à l'ouest de la rivière Témiscamie (figure 37); il est aussi tracé perpendiculairement à la linéation de surface des moraines Rogen affleurant près des lacs Fourchette et Cawachigamau et des moraines mineures situées à l'ouest du lac Pépeshquasati (figure 18).

À ce stade, le lac glaciaire a transgressé vers le nord du bassin d'Albanel et dans le secteur nouvellement dégagé du bassin du lac Mistassini, talonnant le front glaciaire en retrait. De plus, les masses d'eau des deux bassins (Albanel et Mistassini) se rejoignent par un déversoir (maintenant à sec) localisé à l'ouest du lac Clairy.

PHASE III

À la phase III (figure 53), le mont Takwa, dont le sommet a commencé à percer la surface de la glace à la fin de la phase précédente, crée maintenant un embaiement dans le front de la masse de glace. D'imposants chenaux d'eau de fonte, du type perché, se sont formés sur le flanc ouest du mont (voir figure 37). Dans ce secteur, le front glaciaire est tracé vers le NW, de façon à joindre une importante série de terrains morainiques à buttes et dépressions; il s'étend depuis la rivière Neilson, à l'ouest, jusqu'à la rivière Chéno, plus à l'est. Sur le flanc oriental du mont Takwa, le front passe dans des terrains morainiques semblables et s'étend du lac Samuel au lac Béthoulat. Sa reconstitution est conforme à l'orientation des stries dans le voisinage du mont Takwa ainsi qu'à celle de la linéation de surface dans la moraine de Rogen du lac Sylvio (figure 37).

À ce stade, le lac glaciaire s'étend plus loin vers le nord. Cependant, dû au recul du glacier qui a quitté presque entièrement la cote actuelle de 398-400 m, le lac et le front glaciaire ne sont plus en contact, sauf au creux des vallées de la Pépeshquasati, de la Chéno et de la Takwa. De plus, la vallée de Témiscamie est ennoyée et des rythmites s'y accumulent. Des sédiments glacio-lacustres se déposent également dans les vallées de la Pépeshquasati et de la Takwa (voir figure 44). Le fluxo-till « flow till » intercalé dans les sédiments proglaciaires de la vallée de la Pépeshquasati se met probablement en place à ce stade.

PHASE IV

Entre les phases de retrait III et IV, des masses de glace stagnante ont été abandonnées aux abords des vallées de la Neilson, de la Pépeshquasati et de la Chéno ainsi qu'au voisinage du mont Takwa. La partie orientale du front (figure 53) a été interprétée et tracée perpendiculairement à la linéation de surface de la moraine de Rogen du lac de la Tillite (figure 18).

À ce stade, le niveau du lac glaciaire Mattawaskin a commencé à s'abaisser suite au relèvement glacio-isostatique du terrain. Les sédiments deltaïques s'accumulent dans les vallées de la Pépeshquasati et de la Takwa. Des masses de glace stagnante sont abandonnées dans la vallée de la Témiscamie où un gradient d'écoulement fluviatile commence à s'établir.

PHASE V

Le front glaciaire atteint la partie nord de la région (figure 53). Il est tracé de façon à joindre le réseau anastomosé d'eskers localisé au point de confluence de la Holton et de la Pépeshquasati à un terrain morainique à buttes et dépressions situé au point de confluence de la

Takwa et de la Toqueco (figure 37). Le tracé du front est conforme à l'orientation de la linéation à la surface des moraines de Rogen des lacs Marcil et Ouellette (figure 18). À l'ouest de la rivière Pépeshquasati, l'abondance des terrains morainiques à buttes et dépressions suggère qu'une portion substantielle de la glace a été abandonnée « à l'ombre » des monts Tichégami.

L'eau de fonte est acheminée de plusieurs endroits vers le lac glaciaire Mattawaskin dont le niveau d'eau continue à s'abaisser. Dans la région de Témiscamie, les bassins de Mistassini et d'Albanel sont alors individualisés. Au pourtour nord du bassin de Mistassini, les lignes de plage s'inscrivent une à une et se rapprochent progressivement les unes des autres, à mesure que s'atténue le relèvement glacio-isostatique (figure 44).

PHASE TERMINALE

Lorsque la glace se retire au-delà de la position montrée en phase V, elle abandonne des masses de glace stagnante dans les vallées de la Kapaquatche et de la Takwa. Un important réseau de chenaux d'eau de fonte se développe alors au travers de ces amas, coupant la ligne de partage actuelle de la Takwa et de la Témiscamie (figure 37); ces chenaux déversent ensuite leurs eaux et leurs alluvions dans la vallée de la Témiscamie où un cône d'alluvions est édifié (figure 44).

À un stade plus avancé, lorsque la glace se retire au nord des limites de la région, un nouveau lac proglaciaire se développe sur le bas terrain du plateau d'Hippocampe (non illustré). Ce lac va déverser son trop-plein vers le sud en érodant la tête des vallées de la Takwa et de la Kapaquatche. Les masses de glace résiduelles, bloquant partiellement les vallées plus au sud, agissent comme autant d'écluses temporaires qui amènent le développement de terrasses littorales plus au nord.

Le jeu de l'érosion et de la sédimentation fluviatile débute lorsque la région est complètement dégagée de la glace. Il y a alors formation de tourbière et sédimentation lacustre en petits bassins isolés, processus qui se poursuivent encore de nos jours.

Âge de la déglaciation

La déglaciation de la région de Témiscamie s'est amorcée avant 6600 ans A.A.[1], l'âge minimum (6590 ± 235) de ce processus étant fourni par une datation au C_{14}. Cette datation provient d'un échantillon de gyttja prélevé au fond du lac Niskuk (figure 53, phase IV).

Le lac Niskuk, situé à une altitude de 390 m, aurait été ennoyé par le lac glaciaire Mattawaskin qui a atteint l'altitude de 398 ± 3 m lors de la déglaciation (figure 53). Conséquemment, au délai habituel représenté par le temps requis pour la colonisation végétale, productrice des débris organiques, s'ajoute le délai représenté par le temps requis pour l'abaissement du niveau d'eau (ou le relèvement du terrain) d'environ 10 m.

Deux autres datations au C_{14} ont été effectuées sur des sédiments organiques provenant de régions voisines. La première provient d'un petit bassin localisé à une altitude de 770 m dans les monts Otish, soit à 140 km au NE de Témiscamie (latitude 52°26'37" et longitude 70°57'10"). À cet endroit, un échantillon prélevé à la base de sédiments lacustres donne un âge de 6270 ± 350 ans A.A. La seconde datation provient de l'étude de dépôts organiques à la base d'une tourbière dans la région de Chibougamau (180 km au SW de Témiscamie). Prest (1970) y rapporte un âge de 6690 ± 90 ans A.A.

Enfin, il existe une façon indirecte de dater la déglaciation. En effet, la région de Témiscamie se trouve à environ 100 km au nord de la position du front glaciaire coïncidant avec la moraine de Sakami (Prest et al., 1969; Hardy, 1976). Cette moraine a été datée à environ 7900 ans A.A. (Hardy, 1976). Au sud de Témiscamie, le taux de retrait du front glaciaire dans les bassins des lacs Mistassini et Albanel a été estimé à environ 200 à 260 m/an (Bouchard, 1980). Il est donc possible d'obtenir une datation en se basant sur le taux de migration du front. En supposant que le retrait du front glaciaire a été continu d'une part, et à un rythme de 200 m/an d'autre part, la déglaciation de la région de Témiscamie se serait amorcée il y a environ 7400 ans A.A.

1. Avant aujourd'hui.

Bibliographie

Cette bibliographie fournit la liste originale des références de la thèse de doctorat (Bouchard, 1980) dont est inspiré ce rapport. Plusieurs des travaux mentionnés ne sont pas explicitement cités dans le rapport; ils sont cependant inclus comme complément d'information.

AARIO, R. – FORRSTROM, L. – LAHERMO, P., 1974 – Glacial landforms with special reference to drumlins and fluting in Koillismaa, Finland. Bulle tin de la Commission géologique de Finlande; volume 273, 30 pages.

AARIO, R., 1977 – Classification and terminology of morainic landforms in Finland. Boreas; volume 6, pages 87-100.

ALLARD, G.O. – CIMON, J., 1974 – Minimal Pleistocene glaciation in the Chibougamau area, Québec. Association géologique et Association minéralogique du Canada; abstract of papers, annual meeting (Terre-Neuve); page 1.

ALLINGTON, K.R., 1961 – The bogs of central Labrador-Ungava: an examination of their physical characteristics. Geografiska Annaler.; volume 43, pages 401-417.

ANDREWS, J.T., 1968 – Postglacial re bound in Arctic Canada: similarity and prediction of uplift curves. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 5, pages 39-47.

_____ 1973 – The Wisconsin Laurentide Ice Sheet: dispersal centers, problems of rates of retreat and climatic implications. Arctic and Alpine Research (Colorado); volume 5, pages 185-199.

ANTEVS, E., 1925 – Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. Commission géologique du Canada; mémoire 146, 142 pages.

_____ 1928 – The last glacia tion, with special reference to the ice retreat in north eastern North America. American Geographical Society, Research Service; volume no 17.

BARNETT, D.M. – HOLDSWORTH, G., 1974 – Origin, morphology and chronology of sub-lacustrine moraines: Generator lake, Baffin island, Northwest Territories, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 11, pages 380-408.

BÉRARD, J., 1965 – Région de Toco-Témiscamie, territoire de Mistassini, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-113, 40 pages.

BERGERON, R., 1957 – Late Precambrian rocks of the north shore of the St-Lawrence River and of the Mistassini and Otish Mountains areas, Québec IN The Proterozoic in Canada (Gill, J.E., éditeurs). Société royale du Canada; publication spéciale no 2, pages 124-131.

BESKOW, G., 1935 – Praktiska och Kvartargeologiska resultat av grusinventeringar i Norrbottens lans. Geologiska Forereningen, i Stockholm, Foerhandlingar; page 57.

BLATT, H., – MIDDLETON, G.V. – MURRAY, R., 1972 – Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall; 634 pages.

BOSTOCK, N.S., 1970 – Physiographic subdivisions of Canada IN Geology and Economic Minerals of Canada. Commission géologique du Canada; Economic report 1; pages 9-30.

BOUCHARD, M., 1980 – Late Quaternary geology of the Témiscamie area, Central Québec. Université McGill; thèse de doctorat non publiée; 284 pages.

BOUCHARD, M. – ST-JACQUES, G. – HAMEL, M.C., 1974 – Géologie du Quaternaire: lac Clairy, rivière Papaskwasati et rivière Témiscamie, Québec. Mininistère des Richesses naturelles, Québec; DP-322 (3 cartes).

BOULTON, G.S., 1968 – Flow tills and related deposits on some Vestspitzbergen glaicers. Journal of Glaciology; Cambridge, Angleterre; volume 7, pages 391-412.

_____ 1970a – On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. Journal of Glaciology; volume 9, pages 213-229.

_____ 1970b – On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. Journal of Glaciology; volume 9, pages 231-245.

_____ 1971 – Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen IN Till, a symposium (Goldwait, R.P., éditeurs). Ohio State University Press; pages 41-72.

_____ 1972 – The role of thermal regime in glacial sedimentation. Institute of British Geographers; London; special publication no 4, pages 1-19.

_____ 1974 – Processes and patterns of glacial erosion IN Glacial Geomorphology (Coates, D.R., éditors). Publication in Geomorphology; State University of New-York, Binghampton; pages 41-88.

———— 1976 – The genesis of glacial tills, a framework for geotechnical interpretation IN The engineering behaviour of glacial material. The Midland Soil Mechanic and Foundation Engeneering Society; proceedings of the Symposium held at University of Birmingham, April 1975; pages 52-60.

BROWN, R.J.E., 1967 – Permafrost in Canada. Association Géologique du Canada; carte 1246-A.

CARL, J.D., 1978 – Ribbed moraine-drumlin transition belt, St-Lawrence Valley, New-York. Geology; volume no 6, pages 562-566.

CATY, J.L., 1976 – Stratigraphie et sédimentologie de la Formation de Papaskwasati. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-423.

CATY, J.L., – CHOWN, E.H., 1973 – Région de la Baie Abatagush, territoire de Mistassini, Québec. Ministère des Richesses naturelles Québec; DP-189, 18 pages.

CHOWN, E.H., 1960 – Région de la rivière Papachouasati, territoire de Mistassini, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-415, 11 pages.

———— 1961 – Région des Monts Shigami, territoire de Mistassini, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-440, 10 pages.

CHOWN, E.H. – CATY, J.L., 1973 – The clastic members of the Mistassini-Otish Basin IN Huronian stratigraphy and sedimentation (Young, G.M., editors). Association géologique du Canada; spécial paper no 12, pages 49-71.

CLAYTON, J.S. – EHRLICH, W.A. – CANN, D.B. – DAY, J.H. – MARSHALL, I.B., 1977 – Soils of Canada; Department of Agriculture, Canada; 243 pages.

CLAYTON, L., 1966 – Karst topography on stagnant glacier. Journal of Glaciology; volume 5, pages 107-112.

CLAYTON, L. – MORAN, S., 1974 – A glacial process-form model IN Glacial Geomorphology (Coates, D.R. editors). Publication in Geomorphology; State University of New York, Binghampton; pages 89-119.

COLBECK, S.C. – GOW, A.J., 1979 – The margin of the Greenland ice sheet at Isua. Journal of Glaciology; volume 24, pages 167-178.

COLEMAN, A.P., 1909 – Lake Ojibway: last of the great glacial lakes. Ontario Bureau of Mines; annual report no 18, pages 284-293.

COWAN, W.R., 1968 – Ribbed moraine: till-fabric analysis and origin. Journal canadien des Sciences de la Terre; volume 5, pages 1145-1159.

CURRAY, J.R., 1956 – The analysis of two-dimensional orientation data. Journal of Geology; volume no 64, page 117-131.

DADSWELL, M.J., 1974 – Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. National Museum of Canada; publication in zoology, no 11; 110 pages.

DAVID, P.P., 1977 – Sand dune occurrences of Canada: a theme and resource inventory study of eolian landforms of Canada. Indian and Northern Affairs, Ottawa; National Parks Branch; contract # 74-230, 183 pages.

———— 1978 – Why dunes are parabolic: the wet-sand hypothesis. Geologycal Association of Canada and Geological Society of America; annual meeting, Toronto, Ontario; abstracts with programs 3, page 385.

DAVIS, M.B., 1965 – A method of de termining absolute pollen frequency IN Handbook on paleontological techniques (Dort, W., and Jones, J.K., editors). Freeman, San Francisco; pages 674-686.

———— 1967 – Pollen accumulation rates at Rogers lake, Connecticut, during late and postglacial time. Review of Paleobotamy and Palynology; volume no 2, pages 219-230.

DAVIS, M.B. – BRUBAKER, L.B. – WEBBT, T., 1973 – Calibration of absolute pollen influx IN Quaternary Plant Ecology (Birks, H.J.B., and West, R.G., editors). Wiley, New York; pages 9-25.

DEGEER, G., 1889 – Motet den 5 December 1889. Geologiska Foereningen i Stockholm, Foerhandlingar; volume 11, pages 395-396.

DERBYSHIRE, E., 1958a – The identification and classification of glacial drainage channels from aerial photographs. Geographical Annal; volume 40, pages 188-195.

———— 1958b – Glacial-geomorphological research in the Howells Valley and the watershed district of central Québec-Labrador. Arctic; volume 11, pages 189-191.

———— 1962 – The deglaciation of the Howells River valley and the adjacent parts of the watershed region, central Labrador-Ungava. McGill University; Sub-Arctic Research Laboratory; paper # 14, 23 pages.

DILABIO, R.N.W., 1976 – Glacial dispersal of rocks and minerals in the lac Mistassini-lac Waconichi area, Québec, with special reference to the Icon dispersal train. Université de Western Ontario; thèse de Ph.D.; 148 pages.

DILABIO, R.N.W. – SHILTS, W.W., 1978 – Compositional variation of debris in glaciers, Bylot Island, District of Francklin. Commission géologique du Canada; paper 78-13; recherches en cours, pages 91-94.

DIONNE, J.C., 1974 – Cryosols avec triage sur rivage et fond de lacs, Québec central et subarctique. La Revue de Géographie de Montréal; volume 28, pages 323-342.

DOUGLAS, M.C.V. – DRUMMOND, R.N., 1955 – Map of the physiographic regions of Labrador-Ungava. Canadian Geographical Journal; volume no 5, pages 9-16.

DREIMANIS, A., 1976 – ills: their origin and properties IN Glacial till (Lagget, R.F., editors). Société royale du Canada; special publication no 12, pages 11-50.

DRUMMOND, R.N., 1965 – The glacial geomorphology of the Cambrian Lake area, Labrador-Ungava. Université McGill; thèse de Ph. D.; Montréal.

DUCRUC, J.P. – ZARNOVICAN, R. – GÉRARDIN, V. – JURDANT, M., 1976 – Les régions écologiques du territoire de la baie de James: caractéristiques dominantes de leur couvert végétal. Cahiers de Géographie de Québec; volume 20 et 50, pages 365-392.

ELSON, J.A., 1961 - The geology of tills IN Proceedings of the 14th Canadian Soil Mechanics Conference, N.R.G. (Penner, E. and Butler, J. editors). Canada, Associated Comm. Soil and Snow Mechanics; technical memoir no 69.

_____ 1968 – Washboard moraines and other minor moraine types IN Encyclopedia of geomorphology (Fairbridge, R.W., editors). Reinhold; pages 1213-1219.

ERMENGEN, S.V., 1957 – A report on glacial geology and geochemical dispersion in the Chibougamau area, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-26, 294 pages.

EVANS, P.F., 1940 – The low and ball of the eastern shore of Lake Michigan. Journal of Geology; volume 48, pages 476-511.

FLINT, R.F., 1957 – Glacial and Pleistocene geology. John Wiley & Sons, New York; 552 pages.

_____ 1971 – Glacial and Quaternary geology. John Wiley & Sons, New York; 891 pages.

FOLK, R.L., – WARD, W.C., 1957 – Brazos River bar: a study in the significance of grain sizeparameters. Journal of Sedimentary Petrology; volume 27, page 3-27.

FRODEN, G., 1913 – Bidrag till västra jämtlands senglaciala geologi. Sveriges Geologiska Undersoekning.C., 246.

FROMM, E., 1965 – Beskrivning till jordartskarta över norrbottens län nedanför lapp marksgränsen. Sveriges Geologoska Undersoekning, ca. 37.

FULTON, R.J. – HODGSON, D.A. – MINNING, G.V., 1971 – Quaternary geology inventory, southern labrador. Commission géologique du Canada; rapport des activités (avril à octobre 1970); paper 71-1, partie A; pages 160-161.

_____ 1974 – Inventory of Quaternary geology, southern Labrador: an example of quaternary geology-terrain studies in undeveloped areas. Commission géologique du Canada; paper 74-46, 14 pages.

FULTON, R.J., – HODGSON, D.A., 1979 – Wisconsin glacial retreat, southern Labrador. Commission géologique du Canada; current research; paper 79-1, partie C; pages 17-21.

GAGNON, R.M. – FERLAND, M., 1967 – Climat du Québec septentrional. Ministère des Richesses naturelles, Québec; service de la météorologie; RP-10; 107 pages.

GOLDTHWAIT, R.P., 1971 – Introduction to till, today IN Till, a symposium (Goldwait, R.P., editors). Ohio State University Press; pages 3-26.

GOW, A.J. – UEDA, H.T., – GARFIELD, D.E., 1968 – Antarctic ice sheet: preliminary results of first core hole to bedrock. Science; volume 161, pages 1011-1013.

GOW, A.J. – EPSTEIN, S. – SHEEHY, W., 1979 – On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet. Journal of Glaciology; volume 23, pages 185-193.

GRANLUND, E., 1943 – Beskrivning till jordartskarka över Västerbottens län nedan för odlingsgränsen. Sveriges Geologiska Undersoekning, ca. 26.

GRAVENOR, C.P. – KUPSCH, W.O., 1959 – Ice disintegration features in western Canada. Journal of Geology; volume 67, pages 48-64.

GRAYSON, J., 1956 – The post glacial history of vegetation and climate in the Labrador-Québec region as determined by Palynology. University of Michigan, Ph. D. thesis; 252 pages.

GUIMONT, P. – LAVERDIÈRE, C., 1978 – FERAL: géographie du milieu physique et occupation de l'espace. Société de Développement de la Baie James; rapport de reconnaissance, 99 pages.

HAGEMAN, B.P., 1971 – Report of the Commission on the Holocene (1957) IN Etudes sur le Quaternaire dans le monde (Ters, M. éditeurs). INQUA, VIII^{e} congrès, Paris; volume 2, page 679.

HANSEN, B.L. – LANGWAY, C.C.P., 1966 – Deep core drilling in ice and core analysis at Camp Century, Greenland, 1961-1966. Antarctic Journal of the U.S.; volume no 1, pages 207-208.

HARDY, L., 1976 – Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la Baie James. Université McGill; thèse de Ph. D.; 264 pages.

HARE, F.K., 1950 – Climate and zonal divisions of the boreal forest formation in eastern Canada. The Geographical Review; volume 40, pages 615- 635.

_____ 1959 – A photo-reconnaissance survey of Labrador-Ungava. Department of Mines Technical Surveys (Canada); Geographical Bureau; memoir no 6.

HARSTSHORN, J.H., 1958 – Flow till in southeastern Massachussetts. Geological Society of America Bulletin; volume 69, pages 477-482.

HASHIMOTO, T., 1961 – Region du Lac Hippocampe, district de Mistassini, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-438, 5 pages.

HENDERSON, E.P., 1959 – A glacial study of Central Québec-Labrador. Commission géologique du Canada; bulletin no 50.

HERRON, S., and LANGWAY, C.C., jr., 1979 – The debris-laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet. Journal of Glaciology; volume 23, pages 193-209.

HILLAIRE-MARCEL, C., 1976 – La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la Baie d'Hudson, Cahiers de Géographie du Québec; volume 20, pages 185-220.

HOGBOM, A.G., 1894 – Praktist geologiska undersökningar inom jemtlands län iv Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. Sveriges Geologiska Undersockning, c., 140.

HOPPE, G., 1952 – Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norrbotten. Geografiska Annaler; volume 34, pages 1-71.

_____ 1957 – Problems of glacial morphology and the ice-age. Geografiska Annaler; vol. 39, pages 1-16.

_____ 1959 – Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden. Geografiska annaler; vol. 41, pages 193-212.

HUGHES, O.L., 1964 – Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Québec. Commission géologique du Canada; bulletin no 106.

_____ 1965 – Surficial geology of part of the Cochuane District, Ontario, Canada IN International studies on the Quaternary (Wright, H.E., jr., and Frey, D.G., editors). Geological Society of America; special paper 84, pages 535- 565.

HUSTICH, 1949 – IGNATIUS H.C., 1956 – Late Wisconsin stratigraphy in northcentral Québec and Ontario, Canada. Université Yale (U.S.A.), thèse de Ph.D.

_____ 1958 – On the late-Wisconsin deglaciation in Eastern Canada IN Partie 1: Glacial geological observations from north-central Québec. Acta Geographica (Helsinki); volumes no 16 et no 3, 34 pages.

IVES, J.D., 1956 – Till patterns in central Labrador. Canadian Geographical Journal; volume no 8, pages 25-33.

_____ 1959 – Glacial drainage channels as indicators of late-glacial condition in Labrador-Ungava: a discussion. Cahiers de Geographie du Québec; volume no. 5, pages 57-72.

_____ 1960 – The deglaciation of Labrador-Ungava: an outline. Cahiers de Geographie du Québec; volume no 8, of pages 323-343.

KUUJANSU, R., 1967 – On the deglaciation of western Finnish Lapland. Bulletin de la Commission Geologique de Finlande; no 232, 98 pages.

LAURIOL, B. – GRAY, J.T. – HÉTU, B. – CYR, A., 1979 – Le cadre chronologique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk, Nouveau-Québec. Géographie Physique et Quaternaire; volume no 32, pages 189-203.

LAMBE, W., 1951 – Soil testing for engineers. New-York, J. Wiley & Sons (editors); 165 pages.

LAVERDIÈRE, C., 1971 – Notes sur quelques indicateurs glaciaires de la région de Chibougamau, Québec. Revue de Géographie de Montréal; volume no 25, pages 77-83.

LAVERDIÈRE, C. – GUIMONT, P., 1977a – Le relief à drumlinoïdes de la région des lacs Mistassini et Albanel. Réunion annuelle de l'ACFAS, Trois-Rivières; volume 44.

_____ 1977b – Le littoral des lacs Albanel et Mistassini. Société de Développement de la Baie James; rapport de reconnaissance, 93 pages.

LAWSON, D.E., 1979 – A comparison of the pebble orientations in ice and deposits of the Matanuska Glacier, Alaska. Journal of Geology; volume 87, pages 629- 645.

LEE, H.A., 1959 – Surficial geology of southern district of Keewatin and Keewatin ice divide, Northwest Territories. Commission géologique du Canada; bulletin no 51, 42 pages.

_____ 1960 – Surficial geology, Sakami Lake. Commission géologique du Canada; carte 52-1959.

_____ 1962 – Method of deglaciation, age of submergence and rate of uplift west and east of Hudson Bay. Biul. Periglacialny; no 11, pages 239-245.

_____ 1968 – Quaternary geology (Hudson Bay) IN Science, History and Hudson Bay (Beals, C.S., editors). Department of Energy, Mines and Ressources, Ottawa; pages 503-543.

LIARD, A., 1977 – History of the waning ice sheet in central Québec. Association géologique du Canada; annual meetings (Vancouver, 1977).

LOKEN, O.H., 1962 – The late-glacial and post-glacial emergence and the deglaciation of northernmost Labrador. Geographic Bulletin; volume no 17, pages 23-56.

MARTIN, N.V., – CHAPMAN, L.J., 1965 – Distribution of certain crustaceans and fishes in the region of Algonquin Park, Ontario. Journal of Fishery Ressources Board, Canada; volume 22, pages 969-976.

MATTHEWS, B., 1967 – Late Quaternary events in northern Ungava. McGill University, Montréal; Ph. D. thesis; 283 pages.

MAWDSLEY, J.B., 1936 – The wash-board moraines of the Opémisca-Chibougamau area. Québec. Société royale du Canada; transactions; volume 30, section IV, pages 9-12.

McANDREWS, J.H. – SAMSON, G., 1977 – Analyse pollinique et implications archéologiques et géomorphologiques: lac de la Hutte Sauvage (Mushuau Nipi), Nouveau-Québec. Géographie Physique du Quaternaire; volume 31, pages 177-183.

MICKELSON, D.M., – BERKSON, J.M., 1974 – Till ridges presently forming above and below sea level in Wachusset Inlet, Glacier Bay, Alaska. Geographic Annal; volume 56A, pages 111-119.

MINELL, H., 1977 – Transverse moraine ridges on basal origin in Härjedalen. Geologiska Föereningen i Stockholm, Foerhondlingar; volume 99, pages 271- 277.

MORLAND, L.W., – MORRIS, E.M., 1977 – Stress in an elastic bedrock hump due to glacier flow. Journal of Glaciology; volume 18, pages 67-75.

MORRISON, A., 1966 – Glacial geomorphology of the Churchill Falls area, Labrador. McGill University; Ph.D. thesis; 373 pages.

NEALE, E.R.W., 1952 – Geology of the Bethoulat lake area, Québec. Yale University, U.S.A.; Ph. D. thesis.

_____ 1965 – Bethoulat lake area, Mistassini territory, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-112, 72 pages.

NEILSON, J.M., 1950 – Geology of the Lake Mistassini region, northern Québec. Minnesota University, Minneapolis (U.S.A.); Ph. D. thesis; 156 pages.

_____ 1953 – Albanel area, Mistassini Territory. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-53, 35 pages.

_____ 1966 – Takwa river area. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-124, 53 pages.

NOBLES, L.H., – WEERTMAN, J., 1971 – Influence of irregularities of the bed on an ice sheet on deposition rate of till IN Till, a symposium (Goldthwait, R.P., editors). Ohio State University Press; pages 117-126.

NORMAN, G.W.H., 1938 – The last Pleistocene ice front in Chibougamau District, Québec. Société royale du Canada; transactions; volume 32, section IV, pages 69-86.

_____ 1939 – The southeastern limit of glacial lake Barlow-Ojibway in the Mistassini lake region, Québec. Société royale du Canada; transactions; volume 33, section IV, pages 59-65.

SCOTT, J.S., 1976 – Geology of Canadian tills IN Glacial till (Leggett, R.F. editors). Société royale du Canada; publication spéciale no 12, pages 50-67.

PARIZEK, R.R., 1969 – Glacial ice-contact rings and ridges. Geological Society of America; special paper 123, pages 49-102.

PETTIJOHN, F.J., – POTTER, P.E., 1964 – Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-verlag (éditeurs).

PREST, V.K., 1968 – Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada. Commission géologique du Canada; paper 67-57, 32 pages.

PREST, V.K., 1970 – Quaternary geology (Canada) IN Geology and Economic minerals of Canada. Commission géologique du Canada; economic geology report no 1, pages 675-764.

PREST, V.K., – GRANT, D.R., – RAMPTON, V.N., 1968 – Glacial map of Canada. Commission géologique du Canada; carte 1253-A.

QUIRKE, J.T.T., 1960 – Composition and age of the Témiscamie Iron-Formation, Mistassini territory, Québec. Géologie économique; volume 55, pages 311-326.

RICHARD, P., 1979 – Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie. Géographie physique du Quaternaire; volume 33, pages 93-112.

RICHARDSON, J., 1872 – Report on the country north of Lake St. John. Commission géologique du Canada; rapport de progrès: 1870-71; pages 283-308.

ROGERS, E.S., 1963 – The Hunting Group-Hunting Territory complex among the Mistassini Indians. National Museum of Canada; bulletin no 195; 95 pages.

ROUSSEAU, J., 1948 – Le voyage d'André Michaux au lac Mistassini en 1792, Jardin botanique de Montréal; mémoire no 3, 34 pages.

_____ 1949 – La cartographie de la région du lac Mistassini. Revue d'Histoire d'Amérique française; volume 2, pages 289-312.

_____ 1950 – Les voyages du Père Albanel au lac Mistassini et à la Baie James. Revue d'Histoire d'Amérique française; volume 3, pages 556-586.

_____ 1970 – Les concepts cartographiques du lac Mistassini avant l'ère de l'arpentage. Revue de géographie de Montréal; volume 24, no 4, pages 403-416.

ROWE, J.S., 1972 – Les régions forestières du Canada. Ministere de l'Environnement, Canada; publication no 1300F, 170 pages.

SCOTT, J.S., 1976 – Geology of Canadian tills IN Leggett, R.F., ed., Glacial till; Royal Society of Canada; special publication no. 12, pages 50-67.

SKINNER, R.G., 1973 – Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Commission géologique du Canada; bulletin 225, 77 pages.

SHAW, G., 1944 – Moraines of late Pleistocene ice fronts near James Bay, Québec. Société royale du Canada; transaction; volume 38, section IV, pages 79-85.

SHAW, J., 1979 – Genesis of the Sveg tills and Rögen moraines of central Sweden: a model of basal melt out. Boreas; volume 8, pages 409-426.

SHILTS, W.W., 1976 – Glacial till and mineral exploration IN Glacial till (Lagget, R.F., editors). Société royale du Canada; publication spéciale no 12, pages 205-224.

_____ 1977 – Geochemistry of till in perennially frozen terrain of the Canadian shield. Boreas; volume 6, pages 203-212.

SHORT, S.K. – NICHOLS, H., 1977 – Holocene pollen diagrams from subarctic Labrador-Ungava: vegetational history and climatic change. Arctic and Alpin Resources; volume 9, pages 265-290.

SPROULE, J.C., 1939 – The Pleistocene geology of the Cree Lake region, Saskatchewan. Société royale du Canada; transactions, volume 33, section IV, pages 101-109.

ST-JACQUES, G. – D'ARAGON, A., 1975 – L'aménagement lié au projet FERCHIBAL. Ministère des Richesses Naturelles du Québec; Direction de l'Économie Minérale et du Développement.

SUGDEN, D.E., 1977 – Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. Arctic and alpin Resources; volume 9, pages 21-47.

_____ 1978 – Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet. Journal of Glaciology; volume 20, pages 367-392.

TANNER, V., 1915 – Studier öfver kvartärsystemet i fennoskandias nordliga deler. III. Om landisens rörelser och afs mältning finska Lappland och angränsande trakter. Commission géologique de Finlande; bulletin no 38.

_____ 1944 – Outlines of the geography, life and customs of Newfoundland-Labrador. Helsingfors (éditeurs).

TARR, R.S., 1909 – The Yakutat Bay region, Alaska: physiography and glacial geology. U.S. Geological Survey; professional paper 64.

TERASMAE, J., 1965 – Surfical geology of the Cornwall and St. Lawrence seaway project areas, Ontario. Commission géologique du Canada; bulletin no 121, 54 pages.

TERRY, R.D. – CHILINGAR, G.V., 1955 – Summary of « Concerning some additional aids in studying sedimentary formations » by M.S. Shvetsov. Journal of Sedimontology and Petrology; volume 25, pages 229-234.

VINCENT, J.S., 1974 – Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande Rivière, Québec. Commission géologique du Canada; étude 76-19, 20 pages.

VINCENT, J.S. – HARDY, L., 1977 – L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois. Géographie physique du Quaternaire; volume 31, pages 357- 372.

_____ 1979 – The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Québec and Ontario. Commission géologique du Canada; bulletin 316; 18 pages.

VIRKKALA, K., 1952 – On the bed structure of till in eastern Finland. Commission géologique de Finlande; bulletin no 157, pages 97-109.

_____ 1974 – On the Würmian till deposits in Finland. Zesz. Nauk. Univ. im. A. Mickiewicza w. Posnaniv, Geogr. 10, page 59-80.

WAHL, W.G., 1953 – Témiscamie river area, Mistassini territory. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-54, 32 pages.

WARREN, B., 1974 – Rapport préliminaire sur les dépôts de surface de la région de Baie-du-Poste, Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP- 267, 8 cartes.

WASTENSON, L., 1969 – Blockstudier i flygbilder. En metodundersökning av möjligheten att kartera markytans blockhalt fran flygbilder. Sveriges Gelogiska Undersoekning, c., 638.

WEERTMAN, J., 1961 – Mechanism for the formation of inner maraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. Journal of Glaciology; volume 3, pages 965-978.

_____ 1972 – General theory of water flow at the base fo a glacier or ice sheet. Revue of Geophysic and Space Physic; volume 10, pages 287- 333.

WENTWORTH, C.K., 1922 – A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology; volume 30, pages 377-392.

WILSON, J.T. et al., 1953 – Air photograph interpretation of Québec-Labrador: report upon Kaniapiskau (N.T.S. 23 NW). Defense Resources Board, Canada; rapport non publié (cartes avec notes).

WILSON, M.E., 1918 - Timiskaming County, Québec. Commission géologique du Canada; mémoire 103, 197 pages.

Annexe A

Description de coupes exposant les sédiments proglaciaires de la région

Cette annexe comprend la description de 22 coupes représentatives levées dans les vallées de la Pépeshquasati (PE), de la Takwa (TA), de la Chéno (CH), de la Témiscamie (TE) et de la Tournemine (TO). Ces coupes, localisées sur les figures 44 et 51, sont numérotées de l'aval vers l'amont de la rivière considérée (ex: TE-1, TE-2, etc.). Les hauteurs (en mètres) des différents niveaux stratigraphiques sont mesurées par rapport à leur plan d'eau respectif.

VALLÉE DE LA PÉPESHQUASATI

Coupe PE-1: rive est; affleurement de 12 m de haut et 100 m de long, à 1,1 km de l'embouchure (localisation sur figure 51).

9,4 à 12,0 m – *Alluvions*: brun pâle; sable à grain moyen à litage horizontal qui passe graduellement vers le haut à un gravier à cailloux et à du sable à grain grossier;

3,5 à 9,4 m – *Sédiments proglaciaires*: gris très pâle; fin litage montrant en alternance du sable très fin et du silt; les couplets ont de 8 à 20 cm d'épaisseur; les interlits de silt sont plus foncés et plus épais; les contacts sont irréguliers et montrent des interpénétrations; à la base, on observe presqu'exclusivement du silt en lamines;

0 à 3,5 m – *Masqué*.

Coupe PE-2: rive est, à 1,7 km de l'embouchure; affleurement de 6 m de haut par 300 m de long.

4,0 à 6,0 m – *Alluvions*: brun pâle; sable à grain fin, finement lité et laminé; lamines entrecroisées inclinées à 15° vers l'aval; niveau séparé de l'unité inférieure par une couche résiduaire de cailloux;

0 à 4,0 m – *Sédiments proglaciaires*: gris foncé; rhythmites de silt et de silt argileux; les couches argileuses, plus claires, ont de 3 à 20 mm d'épaisseur et ressortent en relief sur la coupe avec un espacement vertical moyen 13 cm. Les couches silteuses sont granoclassées.

Coupe PE-3: rive est, à 2,2 km de l'embouchure; affleurement de 17 m de haut par 100 m de long.

16,0 à 17,0 m – *Peu exposé*;

7,0 à 16,0 m – *Sédiments proglaciaires*: gris très pâle; sable fin à très fin; alternance de lits massifs (10 à 12 cm d'épaisseur) de sable fin et de couches laminées (15 à 18 cm d'épaisseur) de silt sablonneux; quelques laminations entrecroisées;

0 à 7,0 m – *Masqué*.

Coupe PE-5: rive est, à 3,2 km de l'embouchure; affleurement 22 m de haut et 100 m de long.

15,5 à 22,0 m – *Alluvions*: sable moyen à grossier; stratifications entrecroisées dans le sable moyen;

9,0 à 15,0 m – *Sédiments proglaciaires*: gris pâle; sable fin finement lité; la taille des grains diminue vers le bas. Au niveau situé entre 11 et 13 m, on observe plusieurs stratifications entrecroisées;

0 à 9,0 m – *Masqué*.

Coupe PE-6: rive ouest, à 4,0 km de l'embouchure; affleurement de 17 m de haut par 75 m de long.

14,5 à 17,0 m – *Alluvions*: brun foncé; sable grossier et gravier;

7,0 à 14,5 m – *Sédiments proglaciaires*: gris très pâle; sable très fin finement lité; quelques interlits de sable plus grossier surtout vers le bas de l'unité; minces interlits de silt à la partie supérieure;

0 à 7,0 m – *Masqué*.

Coupe PE-7: rive est, à 7,0 km de l'embouchure; 13 m de haut, 30 m de long.

7,0 à 13,0 m – *Alluvions et sédiments proglaciaires:* brun clair; sable moyen et grossier avec lits de gravier; stratification horizontale, entrecroisée à la partie supérieure;

4,0 à 7,0 m – *Masqué*;

1,5 à 4,0 m – *Sédiments proglaciaires*: sable moyen et grossier avec quelques passées de gravier; une couche de 15 cm d'épaisseur de diamicton silteux est intercalée dans le sédiment; le contact inférieur est net et le contact supérieur est graduel; l'ensemble est interprété comme un sédiment fluvio-glaciaire; la couche de diamicton pourrait représenter un mince niveau de fluxo-till (« flow till »);

0 à 1,5 m – *Masqué*.

VALLÉE DE LA TAKWA – PARTIE INFÉRIEURE

Coupe TA-1: rive est, à 6 km de l'embouchure; affleurement de 12 m de haut par 50 m de long (localisation sur figure 44).

11,5 à 12,0 m – *Alluvions*: brun clair; sable à grain moyen, bien trié;

2,0 à 11,5 m – *Sédiments proglaciaires*: gris pâle; interlitage de silt et de sable très fin; le silt domine dans les 3 mètres inférieurs; le litage a une épaisseur de l'ordre de 2 à 5 cm;

0 à 2,0 m – *Masqué*.

Coupe TA-2: rive est, à 8 km de l'embouchure; affleurement de 12 m de haut par 35 m de long.

8,9 à 12,0 m – *Alluvions*: brun pâle; sable moyen avec interlits de sable grossier et de gravier;

2,1 à 8,9 m – *Sédiments proglaciaires*: gris clair; sable fin, finement lité; les 3 mètres inférieurs montrent surtout du silt avec quelques interlits de sable fin; le litage mesure de 15 à 20 cm d'épaisseur;

0 à 2,1 m – *Masqué*.

VALLÉE DE LA CHÉNO

Coupe CH-1: rive nord, à 4,3 km en amont du point de confluence avec la rivière Takwa; 10 m de haut par 200 m de long (localisation sur figure 44).

4,0 à 10,0 m – *Sédiments proglaciaires*: gris pâle; lits frontaux deltaïques inclinés à 25° vers l'aval et constitués de sable fin avec quelques interlits de sable moyen; quelques lentilles de silt;

0 à 4,0 m – *Sédiments proglaciaires*: lits basaux deltaïques; rhythmites de silt gris clair et gris foncé.

VALLÉE DE LA TAKWA – PARTIE SUPÉRIEURE (Secteur du lac de la Tillite)

Coupe TA-3: 2 km en amont du lac de la Tillite; affleurement de 10 m de haut par 80 m de long (localisation sur figure 44).

4,0 à 10,0 m – *Sédiments proglaciaires*: brun clair; sable moyen ou grossier et gravier fin; stratifications entrecroisées; sédiments de type « out wash »;

0 à 4,0 m – *Masqué*.

Coupe TA-4: 1,0 km en amont du lac de la Tillite; affleurement de 10 m de haut par 80 m de long.

5,5 à 10,0 m – *Sédiments proglaciaires*: brun foncé; sable grossier à très grossier surmontant un sable moyen, beige, bien trié, à stratification horizontale;

0 à 5,5 m – *Masqué*.

VALLÉE DE LA TÉMISCAMIE

Coupe TE-1: rive est, à 2 km en aval du point de confluence de la Tournemine; affleurement de 4 m de haut par 20 m de long (localisation sur figure 44).

2,6 à 4,0 m – *Alluvions*: gris clair; sable fin à moyen, à stratification horizontale;

0 à 2,6 m – *Masqué*.

Coupe TE-2: rive ouest, près de la pointe NE du lac Albanel; affleurement de 4,3 m de haut par 50 m de long.

0,5 à 4,3 m – *Alluvions*: brun jaunâtre; sable fin à moyen avec stratifications entrecroisées et rides ascendantes; interlits de sable fin de 15 cm d'épaisseur;

0 à 0,5 m – *Masqué*.

Coupe TE-3: rive est, à 1,1 km au NW du lac Cawachigamau; affleurement de 3 m de haut et 50 m de long.

0 à 3,0 m – *Alluvions*: alternance de niveaux de sable silteux brunâtre, de sable fin et moyen gris pâle et de sable fin gris foncé; stratification horizontale.

Coupe TE-4: rive ouest, au point de confluence de la décharge du lac Sylvio; affleurement de 12 m de haut et 75 m de long.

8,6 à 12,0 m – *Alluvions*: brun très pâle; sable grossier et gravier fin; couche résiduaire de gravier au contact avec l'unité sous-jacente;

4,0 à 8,6 m – *Sédiments proglaciaires*: rhythmites glacio-lacustres, gris brunâtre clair; silt et silt argileux; inclut sept zones de 15 à 90 cm d'épaisseur où des déformations de type souple ont affecté les laminations. Les structures de déformation sont représentées par des flammes, des boules ou des champignons formés par interpénétration de couches de densité différentes. Dans les parties non déformées, les couplets varvaires sont nets et ont en moyenne de 5 à 9 cm d'épaisseur;

0 à 4,0 m – *Masqué*.

Coupe TE-5: rive ouest, entre le lac Bethoulat et le lac Roxane; affleurement de 20 m de haut et 100 m de long.

8,2 à 20,0 m – *Masqué*;

5,0 à 8,2 m – *Sédiments proglaciaires*: gris pâle; sable fin, finement lité; inclut des interlits de silt de 5 à 6 cm d'épaisseur;

0 à 5,0 m – *Masqué*.

Coupe TE-6: du côté ouest de la vallée, le long d'un affluent (nom nommé) qui débouche à la latitude 51°35′; affleurement de 18 m de haut par 200 m de long.

13,5 à 18,0 m – *Alluvions*: brun clair; sable très grossier et gravier fin; quelques stratifications entrecroisées;

3,0 à 13,5 m – *Sédiments proglaciaires*: beige à brun; sable fin et moyen; litage ondulant à pendage de 3 à 11° vers l'aval. Les structures de déformation rappellent un affaisement lent, pénécontemporain à la sédimentation. La surface de la terrasse est percée de cuvettes glaciaires;

0 à 3,0 m – *Masqué*.

Coupe TE-7: du côté NW de la vallée, le long d'un affluent non nommé; affleurement de 22 m de haut par 100 m de long.

18,0 à 22,0 m – *Masqué*;

5,0 à 18,0 m – *Sédiments proglaciaires*: brun grisâtre; sable moyen à grossier; structures de subsidence similaires à celles observées en TE-6;

0 à 5,0 m – *Masqué*.

Coupe TE-8: rive ouest, à 0,5 km en amont du point de confluence des deux affluents non nommés (cf. TE-6 et TE-7); affleurement de 20 m de haut et 25 m de long.

7,0 à 20,0 m – *Sédiments proglaciaires*: brun clair; sable grossier à très grossier avec quelques lits de gravier; quelques couches de sable avec stratification entrecroisée;

0 à 7,0 m – *Masqué*.

Coupe TE-9: rive ouest, à 4,2 km en amont de TE-8; affleurement de 15 m de haut et 50 m de long.

4,5 à 15,0 m – *Sédiments proglaciaires*: beige; sable très grossier et gravier sablonneux;

0 à 4,5 m – *Masqué*.

Coupes TE-10 et TE-11: rive est, à 3,2 et 4,0 km en amont de TE-9; affleurement de 5 m de haut.

0 à 5,0 m – *Sédiments proglaciaires*: surtout du sable grossier à très grossier et du gravier; quelques couches de sable plus fin à stratification entrecroisée.

VALLÉE DE LA TOURNEMINE

Coupe TO-1: rive ouest; affleurement de 6 m de haut et 50 m de long (localisation sur figure 44).

4,9 à 6,0 m – *Sédiments proglaciaires*: gris pâle; sable fin, finement lité; litage entrecroisé incliné vers le sud;

0 à 4,9 m – *Masqué*.

Annexe B

Analyse de la distribution granulométrique de la matrice des tills

La matrice d'un till est définie comme étant la fraction de l'échantillon regroupant des particules dont le diamètre moyen est inférieur à 4 mm. Sa distribution granulométrique a été établie par les méthodes suivantes:

- Les échantillons ont d'abord été pré-tamisés par voie humide, au tamis no 5 (v.s. standard de Sieve). La fraction passante, séchée, a été séparée en sous-échantillons au moyen d'un séparateur Francklin; un de ces sous-échantillons a ensuite été tamisé à sec dans un montage « RO-TAP » pour une durée standard de 15 minutes. Un intervalle de 0,5Ø a été utilisé pour constituer la colonne du tamis dont la maille la plus fine (no 230) a un diamètre de 0,62 mm (4,0Ø).
- La fraction passant le dernier tamis (<4Ø) a été recueillie et analysée par voie humide (méthode de l'hydromètre). La procédure suivie est celle de Lambe (1951). Les résultats d'analyses ont été compilés par ordinateur à l'aide des programmes conçus par le Dr. P.P. David, du Département de Géologie de l'Université de Montréal.
- Les courbes de distribution granulométrique ont été dressées sur papier à ordonné-probabilité. L'indice graphique du tri (σ_G) de Folk & Ward (1957) a été calculé par la relation suivante:

$$Ø84 - Ø16/2 = \sigma_G$$

Ø84 = diamètre des particules au 84^e percentile de la courbe

Ø16 = ibid au 16^e percentile

Le tableau B-1 donne pour chaque échantillon:

- Le numéro de référence;
- Le pourcentage de gravier (2 à 4 mm), de sable (0,06 à 2 mm), de silt (2μ à 64μ) et d'argile (<2μ);
- L'indice graphique du tri (σ_G);
- Le diamètre médian des grains (Md).

TABLEAU B-1 – Résumé des caractéristiques granulométriques de la matrice du till. Région de Témiscamie

N° d'échantillon*	Gravier %	Sable %	Silt %	Argile %	Tri(σ_a) Ø	Diamètre médian (Md) Ø
1	5,70	68,60	25,65	<1	2,0	2,40
2	4,60	72,90	20,40	2,10	2,20	2,50
3	3,40	64,90	30,50	1,20	2,20	2,50
4	5,50	80,20	16,10	<1	1,81	2,13
5	7,60	73,90	18,30	<1	2,08	1,95
6	2,80	72,30	24,50	<1	1,93	2,46
7	2,70	64,20	32,90	<1	1,80	3,05
8	1,70	49,10	47,70	1,50	2,49	3,93
9	3,40	71,50	22,90	2,20	2,26	3,46
10	6,90	85,80	7,30	0,00	1,56	1,13
11	1,50	77,70	20,50	<1	1,66	3,47
12	5,50	69,50	24,90	<1	2,30	2,50
13	8,50	73,40	17,90	<1	2,32	1,87
14	3,70	67,60	13,35	3,90	2,50	3,20
15	1,30	80,30	18,10	<1	1,70	2,12
16	1,20	58,60	39,10	1,10	1,97	3,55
17	4,90	76,10	17,40	1,60	1,38	2,60
18	3,75	58,60	35,30	2,30	2,73	3,13
19	5,20	71,95	22,45	<1	2,05	2,40
20	4,40	69,70	25,40	<1	2,08	2,60
21	3,80	70,60	24,90	<1	2,13	2,60
22	2,60	71,40	25,70	<1	1,90	2,78
23	5,60	69,00	24,80	<1	2,19	2,59
24	7,10	69,70	23,80	<1	2,20	2,20
25	5,40	66,60	27,20	<1	2,20	2,60
26	2,70	57,00	40,15	<1	1,82	2,60
27	4,50	55,60	39,10	<1	2,20	2,70
28	5,60	76,10	18,20	<1	2,00	2,10
29	2,10	92,30	5,60	<1	1,41	1,85
30	10,80	71,10	16,40	1,20	2,40	2,60
31	3,10	59,10	36,80	1,0	2,46	3,26
32	2,50	58,30	27,60	11,60	2,98	3,46
33	2,85	68,25	28,40	<1	1,94	2,99
34	3,40	71,50	24,90	<1	1,98	2,64
35	2,90	67,30	29,00	<1	1,92	2,63
36	3,20	67,55	23,95	5,30	2,38	3,06
37	3,50	69,60	26,30	<1	2,03	3,10
37A	3,40	69,65	26,95	<1	1,70	3,20
38	<1	82,25	17,60	<1	0,80	3,10
39	5,10	81,30	13,30	<1	1,60	2,52
40	4,00	79,70	15,20	1,10	1,82	2,25
41	2,55	82.65	14,40	<1	1,31	2,70
42	4,00	76,80	18,80	<1	1,85	2,40
43	3,50	86,20	10,30	<1	1,35	1,90
44	<1	75,70	23,80	<1	1,55	2,90
45	3,10	87,50	9,40	<1	1,70	1,20

* Localisation sur figures 13, 18, 37 etc.

Annexe C

Analyse statistique de l'orientation du grand axe des cailloux dans les tills

L'analyse suit la méthode vectorielle de Curray (1956). L'orientation du grand axe des cailloux a été mesurée sur des surfaces horizontales du till, à l'aide d'une boussole Brunton. La précision de chacune des mesures est de l'ordre de ± 2°. Les données sont groupées en 18 classes d'azimuth, se succédant à 10° d'intervalle, pour des orientations mesurées entre 0 et 180° (tableau C-1). Dans l'analyse, toutes les valeurs ont été doublées (± 180°) pour étendre la distribution à tout le cadran et éviter que le vecteur résultant n'ait qu'une composante est ou ouest.

Les calculs sont les suivants:

Composante N-S = $\Sigma n \cos 2\theta$

Composante E-W = $\Sigma n \sin 2\theta$

Tan 2θ = comp. E-W/comp N-S

$R = ((\Sigma n \sin 2\theta)^2 + (\Sigma n \cos 2\theta)^2)^{1/2}$

$L = (R/\Sigma n) \times 100$

$\theta = \frac{1}{2}$ arc Tan $(\Sigma n \sin 2\theta / \Sigma n \cos 2\theta)$

où

- n = nombre total des mesures
- θ = point milieu des classes angulaires entre 0 et 180°
- R = grandeur du vecteur résultant
- L = grandeur en % du vecteur résultant
- θ = azimuth du vecteur résultant

Une évaluation de la distribution des vecteurs en regard d'une distribution au hasard est faite à l'aide de la formule de Rayleigh:

$$p = e(-L^2 n) \times 10^4$$

où

- p = probabilité d'obtenir un vecteur résultant plus grand par l'effet du hasard

Pour $n = 50$ et $p > 0{,}05$, le vecteur résultant (R) peut être considéré comme réflétant une orientation préférentielle statistiquement significative. Toutefois, dans les cas où la distribution est nettement bimodale, nous avons procédé à une évaluation subjective, le test s'avérant non significatif.

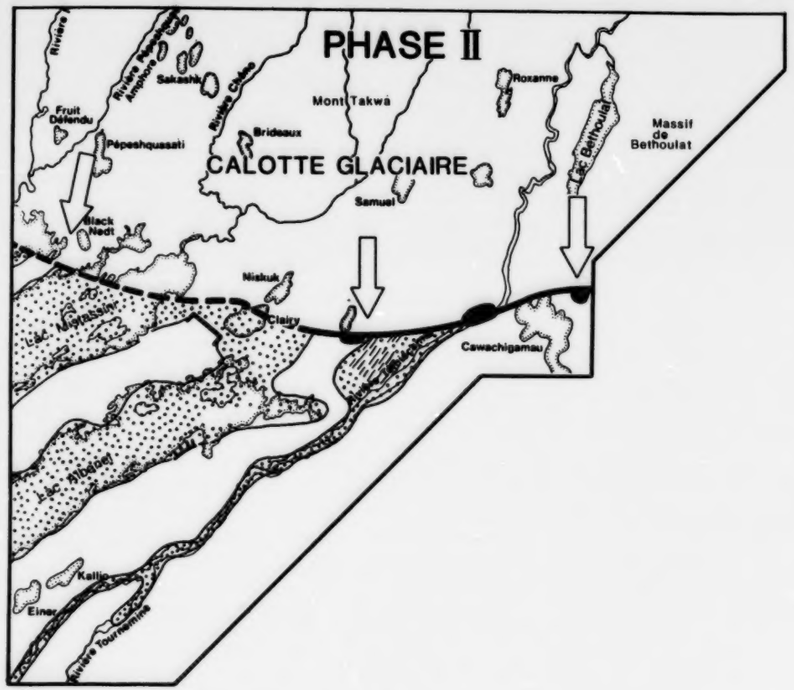
Dans le tableau C-1, les données suivantes sont fournies pour chacun des sites de mesures:

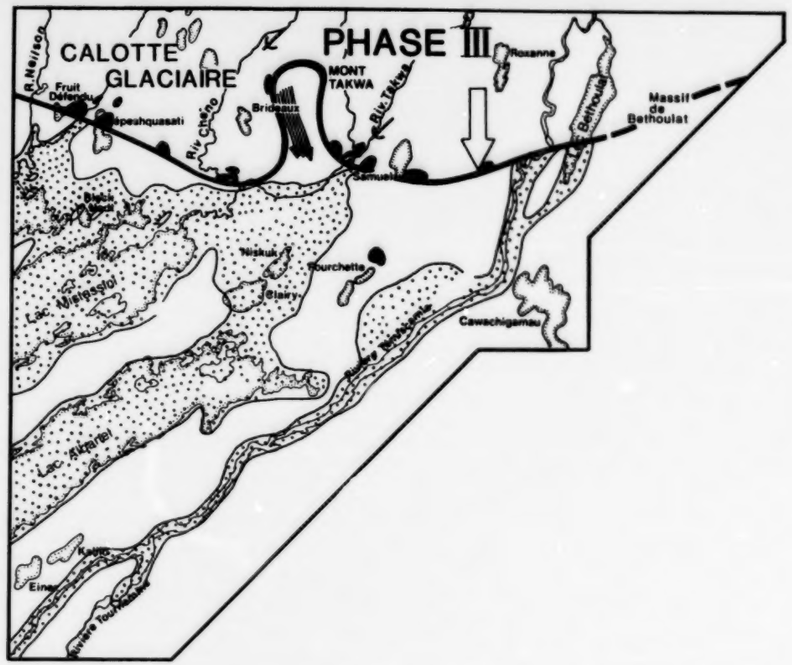
- localisation du site ou le numéro de l'échantillon correspondant;
- fréquence par classe d'azimuth de 10°;
- nombre total de mesures (M);
- azimuth du vecteur résultant (θ);
- grandeur en % du vecteur (R);
- valeur de p.

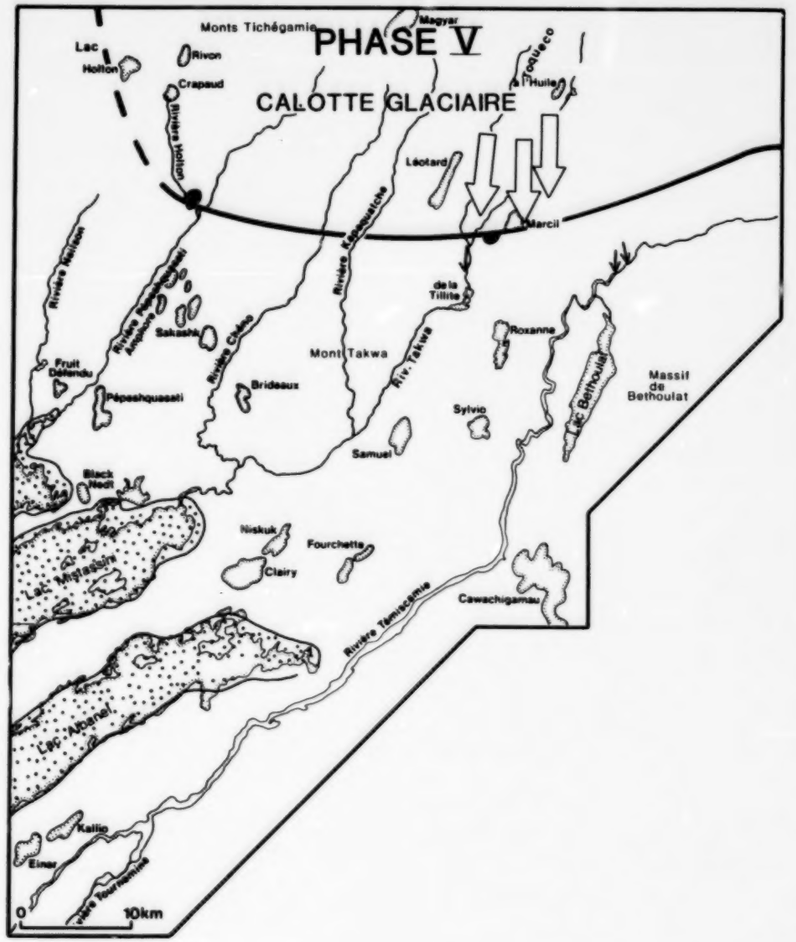
TABLEAU C-1 – Résultats d'analyse de l'orientation des cailloux dans les tills

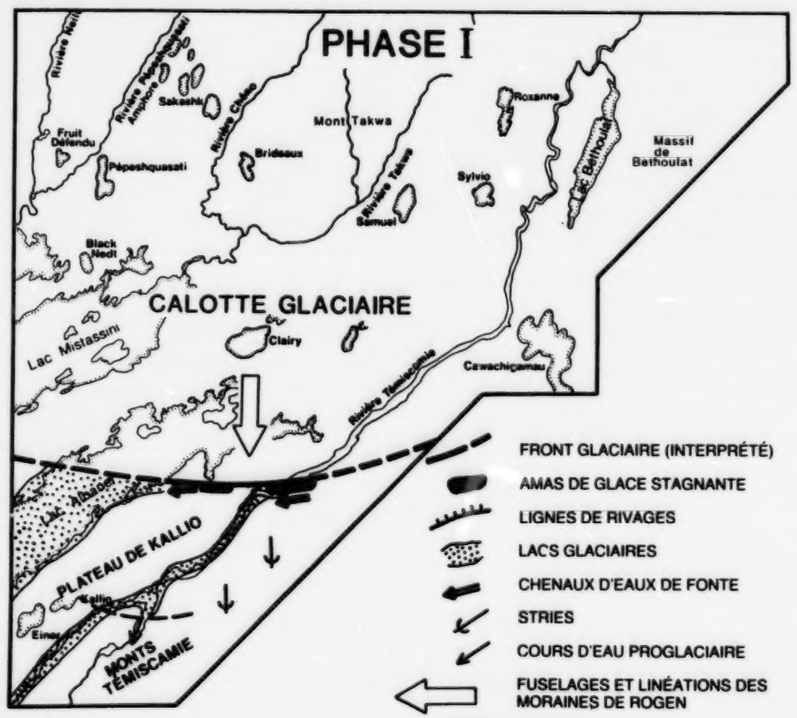
Échantillon ou site*	N° d'échantillon 4	5	6	7	8	9	11	12	14	Lac Clairy	Lac Sakeahk	Lac à l'Huile	Site A** A	B	C	D
Classes d'azimuth	**Nombre de mesures dans la classe donnée**															
1 à 10°	2	0	1	4	2	7	6	2	9	1	0	0	2	3	3	5
11 à 20°	4	4	3	4	3	4	4	3	2	2	4	3	0	2	3	2
21 à 30°	5	4	2	7	3	2	3	4	5	5	12	3	1	4	4	1
31 à 40°	5	5	1	0	4	3	4	5	6	7	9	5	1	4	6	2
41 à 50°	2	8	2	2	6	1	6	3	2	3	11	1	3	2	4	2
51 à 60°	1	9	4	3	3	1	2	3	5	9	4	3	2	2	4	0
61 à 70°	1	6	6	1	5	1	0	5	2	4	5	1	0	2	8	3
71 à 80°	4	1	5	2	4	3	2	1	3	3	0	0	1	5	2	0
81 à 90°	4	0	1	4	1	3	1	3	5	2	1	3	3	1	2	2
91 à 100°	6	2	1	3	2	5	3	1	3	0	4	5	3	4	3	2
101 à 110°	6	1	2	5	2	3	2	2	2	6	4	0	1	5	1	7
111 à 120°	1	2	5	4	0	2	3	3	2	2	2	6	6	2	1	3
121 à 130°	0	0	1	4	4	1	2	6	1	1	2	5	5	4	4	1
131 à 140°	1	3	7	1	0	4	1	5	2	3	2	9	4	3	2	2
141 à 150°	1	0	2	2	2	2	0	2	0	2	3	10	5	3	1	3
151 à 160°	3	0	2	3	1	1	5	0	0	2	1	10	5	3	1	2
161 à 170°	5	3	2	0	4	3	4	2	1	6	1	6	4	0	1	3
171 à 180°	4	1	3	1	4	4	2	0	0	1	0	5	4	1	0	1
M	50	49	50	50	50	50	50	50	50	59	65	75	50	50	50	41
Ø	27°	46°	90°	91°	32°	6°	12°	163°	136°	107°	43°	147°	132°	92°	38°	134°
R (%)	18.2	49.5	10.0	6.7	12.5	6.9	25	8.6	32.3	21.0	40.4	39.2	35.2	63.9	33.4	14.5
P	0.12	<0.05	0.61	0.79	0.45	0.14	0.10	0.70	<0.05	0.07	<0.05	<0.05	<0.05	0.52	<0.05	0.42

* Voir localisation sur figures 13, 15, 18, 37
** Réfère à la figure 17. Till de fond.









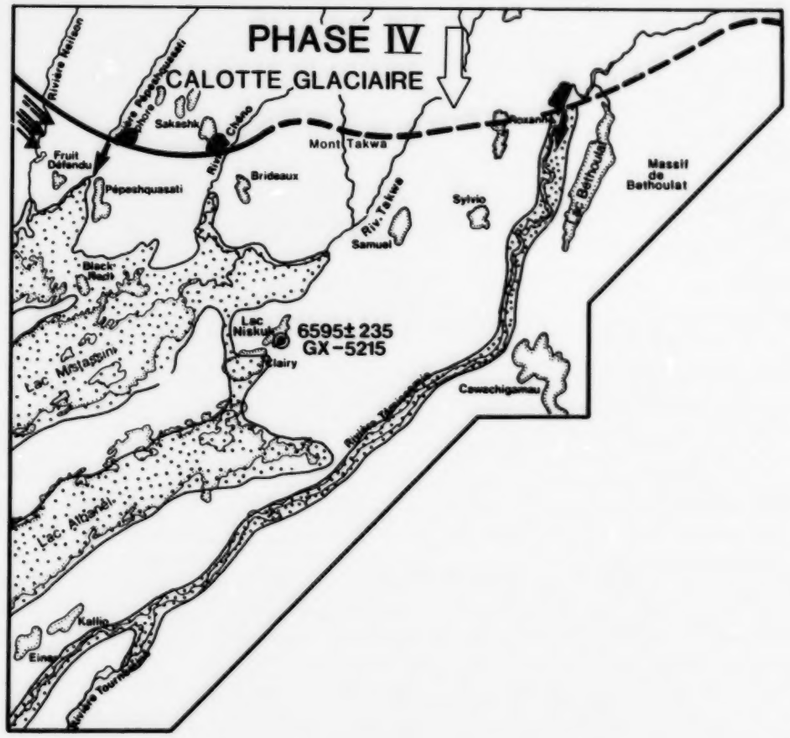


FIGURE 53 – Phases de déglaciation de la région de Témiscamie.